

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física del Aire y Geofísica



TESIS DOCTORAL

Estudio estadístico de la dirección de esfuerzos principales en terremotos

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Elisa Buform Peiró

DIRECTOR:

Agustín Udías Vallina

Madrid, 2015

TP
1985
070

Vicenta María Elisa Buform Peiró



* 5 3 0 9 8 6 8 1 6 5 *
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

x - 53-031509-1

**ESTUDIO ESTADISTICO DE LA DIRECCION DE ESFUERZOS PRINCIPALES
EN TERREMOTOS**

Departamento de Física del Aire y Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid
1985



INDICATOR

Colección Tesis Doctorales. Nº

70/85

© Vicenta María Elisa Buform Peiró
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 28015 Madrid
Madrid, 1985
Xerox 9400 X 721
Depósito Legal: M-12839-1985

VICENTA MARIA ELISA BUFORN PEIRO

ESTUDIO ESTADISTICO DE LA DIRECCION DE
ESFUERZOS PRINCIPALES EN TERREMOTOS

Memoria presentada para
optar al grado de Doctor
en Ciencias Físicas

Director: A. Udías Vallina

DEPARTAMENTO DE FISICA DEL AIRE Y GEOFISICA
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
1982

A mi padre
in memoriam.

Este trabajo no podría haberse llevado a cabo sin el interés y colaboración prestadas por un gran número de personas. Desde estas líneas quiero expresar a todas ellas mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar he de citar al director de esta Tesis Dr. A. Udías, por su constante ayuda y su gran paciencia.

De inestimable valor ha sido la ayuda prestada por el Dr. J. Mezcua por la cesión de parte de los datos y discusión de los mismos.

Así mismo deseo expresar mi agradecimiento a los profesores B.A. Bolt y D. Brillinger por su cordial acogida e incondicional ayuda durante mi estancia en la Universidad de Berkeley.

No podría dejar de mencionar la acogida y ayuda que me ha brindado el personal de la Cátedra de Geofísica de esta Universidad. Debo agradecer la colaboración del Centro de Cálculo de la Junta de Energía Nuclear y en especial de J. Gómez y J. Casado. También ha sido muy valiosa la participación de P. Andaluz en la mecanografía.

Por último, debo expresar mi más profundo agradecimiento a mi familia, a Rosa, Angeles y Rafael, quienes en gran parte han hecho posible esta Tesis.

A todos gracias.

INDICE.-	<u>Pág.</u>
1.- INTRODUCCION	1
2.- DETERMINACION DE LOS PLANOS DE FALLA EN LA OBTEN- CION DEL MECANISMO REGIONAL	
2.1.- Teoría de focos puntuales	5
2.1.1.- Métodos de determinación usando el signo del primer impulso de la onda P	9
2.1.1.1.- Método gráfico	9
2.1.1.2.- Métodos numéricos	12
2.1.2.- Métodos de determinación del meca- nismo focal por medio de ondas P y S	13
2.1.2.1.- Método gráfico	13
2.1.2.2.- Métodos numéricos	14
2.1.3.- Soluciones compuestas	15
2.2.- Geometría del problema	16
2.2.1.- Proyección de las observaciones so- bre la esfera focal	16
3.- MODELO ESTADISTICO PARA LA ONDA D	
3.1.- Descripción del modelo. Solución individual	25
3.2.- Datos de varios terremotos	27
3.3.- Estimación de los parámetros	28
3.4.- Estimación de las desviaciones estandard de las variables no independientes	34
3.5.- Parámetros de precisión	42
3.6.- División en grupos	44
3.7.- Descripción del programa MECSTA	47
3.8.- Casos teóricos	50
4.- RESULTADOS PARA TERREMOTOS CERCANOS	
4.1a.- Determinación de θ a partir de un modelo de corteza de capas planas	73

	<u>Pág.</u>
4.1b.- Determinación de θ a partir de un modelo de corteza de velocidad variable con la profundidad	75
4.2 .- Aplicación a datos observados	78
4.2a.- Pirineos	79
4.2.1.- Resultados	84
4.2.2.- Conclusiones	96
4.3 .- Lorca	98
4.3.1.- Resultados	108
4.3.2.- Conclusiones	117
4.4 .- Mammoth Lakes	120
4.4.1.- Resultados	127
4.4.2.- Conclusiones	139
5.- ESTIMACION DE LOS ERRORES DE LAS ESTACIONES	
5.1.- Modelo probabilístico utilizado	142
5.2.- Método de la α	145
5.3.- Aplicación del método de la α_1	147
5.3.1.- Aplicación a Bear Valley	148
5.3.2.- Aplicación a Mammoth Lakes	151
5.4.- Conclusiones	156
6.- DETERMINACION DEL MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS POR MEDIO DE ONDAS P y S.	
6.1.- Determinación del signo del primer impulso de la onda S. Distribución de signos de las componentes SV y SH sobre la esfera focal	159
6.2.- Modelo probabilístico utilizado	161
6.3.- Casos teóricos	166
6.4.- Aplicación a datos observados	185
6.4.1.- Terremoto del Golfo de Cádiz del 15 de Marzo de 1964	185

	<u>Pág.</u>
6.4.2.- Terremoto de Azores de 1 de Enero de 1980	193
6.4.3.- Terremoto de 20 de Junio de 1978 en Tesalonika, Grecia ...	200
7.- CONCLUSIONES	210
BIBLIOGRAFIA	213
APENDICE	219

INDICE DE FIGURAS.-

	<u>Pág.</u>
Fig. 2.1.- Modelo I o del doble par de fuerzas.	6
Fig. 2.2.- Modelo II o del doble par de fuerzas.	6
Fig. 2.3.- Dislocación de cizalla.	6
Fig. 2.4.- Trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación.	17
Fig. 2.5.- Sistema de fuerzas XYZ y de esfuerzos PTZ definidos sobre la esfera focal.	19
Fig. 3.1.- Caso TB1: mecanismo de falla de des- garre con planos de falla verticales y observaciones que corresponden a es- taciones lejanas y cercanas.	51
Fig. 3.2.- Caso TB2: mecanismo de falla de desga- rre con planos de falla verticales y observaciones correspondientes a esta- ciones lejanas y cercanas, habiéndose suprimido las correspondientes al ter- cer cuadrante.	54
Fig. 3.3.- Caso SS1: mecanismo de falla de desga- rre con planos de falla verticales y observaciones sólo de estaciones tele- sísmicas.	55
Fig. 3.4.- Caso SS2: mecanismo de falla de desga- rre con planos de falla verticales y sólo observaciones telesísmicas de las que se ha eliminado el tercer cuadran- te.	56

	<u>Pág.</u>
Fig. 3.5.- Caso SS3: mecanismo de falla de desgarre con planos de falla verticales y <u>observaciones</u> correspondientes a estaciones <u>telesísmicas</u> sólo del primer y cuarto cuadrante	57
Fig. 3.6.- Caso TA1: mecanismo de falla de desplazamiento vertical y <u>observaciones</u> correspondientes a estaciones lejanas y cercanas .	58
Fig. 3.7.- Caso TA2: mecanismo de falla de desplazamiento vertical con <u>observaciones</u> correspondientes a estaciones lejanas y cercanas de las que se ha suprimido el segundo cuadrante.	59
Fig. 3.8.- Caso TA3: mecanismo de falla de desplazamiento vertical y <u>observaciones</u> correspondientes a estaciones lejanas y cercanas sólo en el tercer y cuarto cuadrante	62
Fig. 3.9.- Caso VE1: mecanismo de falla de desplazamiento vertical y con <u>observaciones</u> correspondientes sólo a estaciones <u>telesísmicas</u>	63
Fig. 3.10.- Caso VE2: mecanismo de falla de desplazamiento vertical con <u>observaciones</u> de estaciones <u>telesísmicas</u> excepto en el tercer cuadrante	64
Fig. 3.11.- Caso TK1: mecanismo correspondiente a falla inversa con planos de falla a 45° y <u>observaciones</u> de estaciones cercanas y <u>telesísmicas</u>	66

	<u>Pág.</u>
Fig. 3.12.- Caso TK2: mecanismo de falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones de estaciones cercanas y <u>telesísmicas</u> <u>excep</u> to en el primer cuadrante	67
Fig. 3.13.- Caso TH1: mecanismo de falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones <u>co</u> rrespondientes a estaciones <u>telesísmicas</u>	68
Fig. 3.14.- Caso TH2: mecanismo de falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones <u>só</u> lo de estaciones <u>telesísmicas</u> con ausen- cia de las mismas en el primer cuadrante	69
Fig. 4. 1.- Modelo de corteza de capas planas.	73
Fif. 4. 2.- Modelo de corteza de velocidad variable con la profundidad y epicentro a distan- cia epicentral $\Delta > x$	76
Fig. 4. 3.- Modelo de corteza de velocidad variable con la profundidad y foco a distancia epicentral $\Delta < x$	77
Fig. 4. 4.- Distribución espacial de epicentros de los terremotos de Pirineos, representa- dos por medio de <u>círculos</u> , y de <u>estacio</u> nes, representadas por medio de estre- llas	80
Fig. 4.5.- Modelo de corteza de Pirineos usado para la determinación del ángulo de inciden- cia	82
Fig. 4. 6.- Valores de ρ_k versus p_k de Pirineos: formación de los grupos I,II,III,IV y V	85

	<u>Pág.</u>
Fig. 4. 7.- Grupos I, II, III, IV y V (representados por medio de su mecanismo focal) y distribución espacial de los terremotos que componen los distintos grupos	88
Fig. 4. 8.- Mecanismo focal del grupo II de Pirineos	90
Fig. 4. 9.- Distribución de ejes P (círculo blanco) y T (círculo negro) sobre la esfera focal, de los terremotos que componen el grupo I y valores de T y P para el grupo I. Idem. para el II	91
Fig. 4.10.- Mecanismo focal de los terremotos 9, 10, 12, 19 y 23.	94
Fig. 4.11.- Registro del sismo principal de Lorca en las estaciones de L.P. de Málaga, componente Z, y Toledo, componente E-W.	105
Fig. 4.12.- Registro de una de las réplicas de Lorca en la estación QUI	106
Fig. 4.13 - Distribución espacial de epicentros y estaciones de Lorca. Los epicentros se han representado por medio de círculos y las estaciones por medio de cuadrados	107
Fig. 4.14.- Modelo de corteza para Lorca utilizado para el cálculo del ángulo de incidencia	108
Fig. 4.15.- Mecanismo focal del sismo principal de Lorca	110
Fig. 4.16.- Valores de p_k versus p_k para Lorca: formación de los grupos 02, 03 y 04.	112
Fig. 4.17.- Mecanismo focal del grupo 04 de Lorca ..	115

	<u>Pág.</u>
Fig. 4.18.- Distribución espacial de epicentros de Lorca y mecanismo focal de los grupos 02 y 04. Un círculo negro representa a un terremoto del grupo 02 y un círculo blanco a un terremoto del grupo 04. Un triángulo indica aquellos terremotos con el mismo epicentro	116
Fig. 4.19.- Distribución de ejes P (círculo blanco) y T (círculo negro) sobre la esfera focal de los grupos 02, 03 y 04 y del sistema principal (éste se ha indicado por medio de círculos mayores)	118
Fig. 4.20.- Distribución espacial de epicentros de Mammoth Lakes	122
Fig. 4.21.- Distribución espacial de estaciones de Mammoth Lakes	123
Fig. 4.22.- Modelo de corteza utilizado en Mammoth Lakes para el cálculo del ángulo de incidencia	121
Fig. 4.23.- Valores de ρ_k versus p_k para los terremotos de Mammoth Lakes: formación del grupo I	128
Fig. 4.24.- Mecanismo focal de los terremotos ML05, ML10, ML13, ML08, ML21 y ML26 de Mammoth Lakes	133
Fig. 4.25.- Distribución espacial de terremotos de Mammoth Lakes y mecanismo focal de los mismos, ya sea el regional o individual.	134

	<u>Pág.</u>
Fig. 4.26.- Distribución de ejes P (círculo blanco) y T (círculo negro) sobre la esfera focal de los terremotos que componen el grupo I y valores de T y P regionales .	136
Fig. 4.27.- Reducción sobre la esfera focal	138
Fig. 5. 1.- Valores de ρ_k versus p_k y de α_i versus p_i para Bear Valley obtenidos usando el método de α	150
Fig. 5. 2.- Valores de ρ_k versus p_k para Bear Valley obtenidos sin pesar las estaciones	152
Fig. 5. 3.- Valores de ρ_k versus p_k y de α_i versus p_i para Mammoth Lakes obtenidos usando el método α	154
Fig. 5. 4.- Valores de ρ_k versus p_k obtenidos sin pesar las estaciones	155
Fig. 6. 1.- Determinación del signo del primer impulso de la componente SH.	159
Fig. 6. 2.- Distribución de observaciones P para el caso TE05=TE06 (falla inversa-desgarre), ejes XYZP y T y planos de falla	167
Fig. 6. 3.- Distribución de observaciones SV y SH para el terremoto TE05 (falla inversa), ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes	168
Fig. 6. 4.- Distribución de observaciones SV y SH para el terremoto TE06 (falla de desgarre) así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes	169

	<u>Pág.</u>
Fig. 6. 5.- Distribución de observaciones P sobre la esfera focal correspondientes a los casos TE03 y TE04 así como ejes X,Y,Z, T y P y planos de falla	176
Fig. 6. 6.- Distribución de observaciones SH y SV sobre la esfera focal correspondientes al caso TE03 así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes	179
Fig. 6. 7.- Distribución de observaciones SV y SH sobre la esfera focal correspondientes al caso TE04 así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes	180
Fig. 6. 8.- Localización de los terremotos de 15 de Marzo de 1964 y de 1 de Enero de 1980	186
Fig. 6. 9.- Mecanismo focal obtenido para el terremoto de 15 de Marzo de 1964. La línea entera indica la solución obtenida haciendo uso de observaciones P+SV+SH, la línea a trazos la obtenida por medio de observaciones P y la de puntos y rayas la obtenida por Udías et al.	191
Fig. 6.10.- Mecanismo focal del terremoto de 1 de Enero de 1980. La línea entera representa la solución obtenida con observaciones P+SV+SH y la de trazos con sólo observaciones P	199
Fig. 6.11.- Localización del terremoto de 20 de Junio de 1978	201

Fig. 6.12.- Mecanismo focal del terremoto de 20 de Junio de 1978. La línea entera representa la solución obtenida por medio de observaciones P+SV+SH y la de trazos con sólo observaciones P

INDICE DE TABLAS.-

	<u>Pág.</u>
TABLA 3. 1.- Valores de T y P y planos de falla para casos teóricos de falla de desgarre ...	53
3. 2.- Valores de T y P y planos de falla para casos teóricos de falla vertical	61
3. 3.- Valores de T y P y planos de falla para casos teóricos de fallas normal o inversa con planos a 45°	65
4. 1.- Terremotos de Pirineos	81
4. 2.- Estaciones de Pirineos	83
4. 3.- Mecanismo focal de los grupos de terremotos de Pirineos	87
4. 4.- Valores de T y P y planos de falla de los terremotos 9, 10, 12, 19 y 23	93
4. 5.- Estaciones y signo del primer impulso para el sismo principal de Lorca	100
4. 6.- Coordenadas de las estaciones de micro sismicidad de Lorca	101
4. 7.- Réplicas de Lorca	102
4. 8.- Valores de T y P y planos de falla de los grupos de Lorca	113
4. 9.- Terremotos de Mammoth Lakes	124
4.10.- Estaciones de Mammoth Lakes	125
4.11.- Valores de T y P y planos de falla del grupo I de Mammoth Lakes	130

	<u>Pág.</u>
TABLA 4.12.- Valores de T y P y planos de falla de los terremotos 5,8,10,13,21,25 y 26 de Mammoth Lakes	131
5. 1.- Valores de T y P y planos de falla para Bear Valley y Mammoth Lakes obtenidos con el método de α y sin él	149
6. 1.- Valores de T y P y planos de falla obtenidos con observaciones P+SV+SH para los casos TE05 y TE06	172
6. 2.- Valores de T y P y planos de falla obtenidos con observaciones P+SV+SH para los casos TE03 y TE04	182
6. 3.- Estaciones y signo del primer impulso de P, SV y SH para el terremoto de 15 de Marzo de 1964	187
6. 4.- Valores de T y P y planos de falla del terremoto de 15 de Marzo de 1964	192
6. 5.- Estaciones y signos del primer impulso de la onda P, SV y SH para el terremoto de 1980	195
6. 6.- Valores de T y P y planos de falla del terremoto de 1 de Enero de 1980	197
6. 7.- Estaciones y signo del primer impulso de la onda P, SV y SH del terremoto de 20 de Junio de 1978	202
6. 8.- Valores de T y P y planos de falla del terremoto de 20 de Junio de 1978	208

1.- INTRODUCCION

El estudio del mecanismo focal de los terremotos es uno de los instrumentos más eficaces para determinar el estado de esfuerzos actuando en una zona de la Litosfera. El conocimiento de estos esfuerzos es de gran importancia para los estudios de la situación Geodinámica actual.

El mecanismo focal de un terremoto pretende determinar los procesos dinámicos que tienen lugar en el foco. Los primeros intentos de determinar el mecanismo focal datan de principios de siglo. Desde entonces y hasta nuestros días ha experimentado un gran avance, en especial con el desarrollo de las técnicas de cálculo numérico. El método más sencillo y el primero en utilizarse, consiste en el estudio de la distribución de signos del primer impulso de la onda P. La técnica de este método ha ido evolucionando a lo largo de los años. Existen otros métodos para el cálculo del mecanismo focal de un terremoto como los que utilizan las formas, amplitudes o espectros de las ondas tanto internas como superficiales; los métodos más sencillos de la onda S utilizan el ángulo de polarización o bien el signo de las componentes SV o SH. El uso de la onda S se ha usado frecuentemente para completar los datos de la onda P. Si bien el uso de la onda S presenta claras ventajas, el trabajo que supone su utilización hace que no sea frecuente su uso.

En esta Tesis se presenta un método numérico para la determinación del mecanismo de los terremotos en una zona ya sea en forma individual o conjunta. La información que se utiliza de cada sismograma, además de las coordenadas de cada estación, es en primer lugar el signo del primer impulso de la onda P complementado con el de la onda S. El modelo utilizado es un modelo numérico probabilístico que expresa la probabilidad de obtener una cierta dirección del impulso de la onda P en una estación para una orienta-

ción determinada de los ejes de Tensión y Presión. En este método se parte de unos valores preliminares (que pueden ser arbitrarios) de la orientación de los ejes principales de esfuerzos y mediante un proceso iterativo se converge hacia un valor de los ejes de Presión y Tensión y de sus errores.

La ventaja del método expuesto radica en su sencillez: tan sólo es necesario el signo del primer impulso de la onda P, al que en una generalización se ha extendido a observaciones de la onda S, y en que no es necesario una idea a priori del estado de esfuerzos en la zona estudiada. El uso de la onda S debe extenderse como un complemento de los datos de la P. Sin embargo existe una limitación: sólo es posible utilizar este método para telesismos, ya que es necesario observar la onda S con suficiente nitidez. El uso de la onda S resulta eficaz en aquellos terremotos en que no son suficientes las observaciones de la onda P para una buena determinación de los planos de falla. La ventaja del método estriba en su relativa sencillez: sólo es necesario el signo de los componentes SV y SH de la onda S.

Generalmente la determinación del estado y dirección de esfuerzos en una región se hace a partir del estudio individual del mecanismo focal de un cierto número de terremotos en la zona. Ello implica que no es posible hacerlo para terremotos de magnitud pequeña o moderada, ya que el número de observaciones es insuficiente, a menos que exista una densa red local de estaciones y hay que recurrir a la técnica de soluciones compuestas. Una solución compuesta es aquella en la que para la determinación del mecanismo focal se utilizan observaciones de varios terremotos de la misma zona. Esta técnica de soluciones conjuntas comenzó a desarrollarse para el estudio de réplicas de terremotos en las que la solución focal es la misma para todas las réplicas y para el sismo principal. No obstante cuando se utilizan para terremotos ocurridos en una región durante un período determinado, puede que existan varias direcciones

de esfuerzos y por tanto que haya más de un tipo de mecanismo. En este caso se puede tratar de determinar el mecanismo regional de la zona: es decir, el de la mayoría de los terremotos de la zona. No obstante puede ocurrir que en una zona haya más de una dirección de esfuerzos y por tanto puede haber dos o más tipos de mecanismo regional. En este último caso resulta de particular interés el poder discriminar a aquellos terremotos con diferentes soluciones regionales. Por medio de unos parámetros de precisión definidos en el método expuesto, se pueden separar aquellos terremotos que no pertenecen a la solución regional.

La sismicidad de la Península Ibérica se caracteriza por la ocurrencia de terremotos de magnitud moderada o pequeña, no siendo frecuente la ocurrencia de grandes terremotos. Además el número de estaciones sismológicas en la Península no rebasa las 15, por tanto resulta de particular interés disponer de una técnica para poder determinar el mecanismo regional de los terremotos.

Esta Tesis comienza con una breve exposición de la teoría de focos puntuales (capítulo 2). Se hace una breve revisión del desarrollo histórico de los métodos de cálculo de los planos de falla de un terremoto. Se estudia la geometría del foco y las reducciones de las observaciones sobre la esfera focal y sus proyecciones sobre un plano.

El capítulo 3 se dedica a exponer el modelo probabilístico utilizado para la onda P. Se describe el modelo, así como las estimaciones de los parámetros y desviaciones típicas. Un apartado se dedica a las estimaciones de las desviaciones estándar de las variables no independientes. Se definen los parámetros de precisión utilizados, su cálculo y la división en grupos de los terremotos. Se describe el programa numérico utilizado y, por último, se comprueba la eficacia del método por medio de una serie de casos teóricos.

El capítulo 4 se dedica a la aplicación del método expuesto en el capítulo anterior, a datos observados. Dado que en todos los casos estudiados se trata de terremotos cercanos, se incluye un apartado sobre el cálculo del ángulo de incidencia para estos terremotos. Se ha determinado el mecanismo regional de una serie de terremotos que proceden de campañas de microsismicidad llevadas a cabo en Pirineos y Lorca (Murcia) y de las réplicas del terremoto de 25 de Mayo de 1980 en Mammoth Lakes (California).

El estudio de las estimaciones de los errores de las estaciones viene expuesto en el capítulo 5. Para ello se ha variado el modelo inicial incluyéndose un nuevo parámetro de precisión. Este método se ha aplicado a dos series de terremotos de California: Bear Valley y la mencionada anteriormente de Mammoth Lakes.

La generalización del método mediante el uso de ondas P y S, está descrita en el capítulo 6. Se establece el criterio para determinar el signo del primer impulso de las componentes SV y SH. Se describe el modelo probabilístico utilizado y se comprueba su funcionamiento mediante casos teóricos. Por último se ha efectuado el estudio de tres terremotos utilizando ondas P y S: el terremoto del Golfo de Cádiz de 15 de Marzo de 1964, el de Azores de 1 de Enero de 1980 y el del 20 de Junio de 1978 en Tesalónica, Grecia.

Las conclusiones se exponen en el capítulo 7.

Se incluyen al final en forma de apéndices los diagramas de flujo de los programas de cálculo numérico utilizados.

2. DETERMINACION DE LOS PLANOS DE FALLA EN LA OBTENCION DEL MECANISMO REGIONAL.

2.1.- Teoría de focos puntuales.

El modelo más sencillo para representar la fuente responsable de un terremoto, es la de la fuente puntual: es decir fuerzas actuando en un punto. Se considera a estas fuerzas como el límite de las fuerzas aplicadas sobre la superficie de un cierto volumen cuando éste tiende a cero. Este modelo de fuente puntual sólo es válido cuando las dimensiones del foco de un terremoto son mucho menores que la distancia existente entre el foco y el punto de observación y en comparación con la longitud de onda de las ondas cuyos desplazamientos vamos a estudiar.

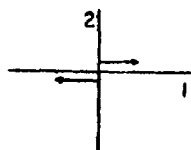
Las primeras formulaciones del problema fueron hechas por Nakano en 1923. Propone fuerzas puntuales como representación de un foco sísmico y obtiene las ecuaciones para el movimiento de ondas longitudinales y transversales. También propone otros modelos combinando fuerzas en forma de pares y superposición de pares de fuerzas con o sin momento resultante.

Love en 1927, obtiene de forma teórica el campo de desplazamientos debido a fuerzas puntuales en un medio infinito y perfectamente elástico.

La formulación definitiva al problema la dió Keylis-Borok, en 1957. Propone gran variedad de combinaciones de pares de fuerzas, obteniendo las ecuaciones de los movimientos para ondas longitudinales y transversales.

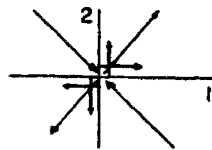
De todos los modelos propuestos por Keylis-Borok, dos han sido los preferidos para representar el foco de un terremoto.

- modelo I o del par de fuerzas (figura 2.1)
- modelo II o del doble par de fuerzas: dos pares de fuerzas de igual magnitud y momento en sentido opuesto (figura 2.2).



MODELO I

Fig. 2.1



MODELO II

Fig. 2.2

De estos dos modelos el II es equivalente a una dislocación de cizalla infinitesimal con discontinuidad en los desplazamientos.

Supongamos que se tiene la fractura mostrada en la figura 2.3 y que representa una dislocación de cizalla.

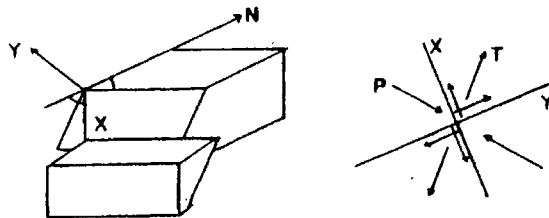


Fig. 2.3

Si la aproximación del foco puntual es válida, esta fractura es equivalente según el modelo II a un doble par de fuerzas que actúan en la dirección de los ejes X e Y. Este sistema de fuerzas es equi-

valente al sistema PT, formado por los ejes de tensión T y de presión P, y situados en el plano XY a 45 grados de los ejes anteriores. El eje Z es normal al plano en que se encuentran las fuerzas. El eje X coincide con el de la dirección del desplazamiento de la falla (dirección de dislocación) y el Y con la normal al plano de falla.

Suponemos que las fuerzas que actúan dependen del tiempo en forma arbitraria $K(t)$. De acuerdo con la formulación de Keylis-Borok (1957) y Stauder (1960), el campo de desplazamientos para la onda P y para las componentes SV y SH de la onda S, para grandes distancias viene dado por:

$$u^{\alpha} = \frac{2}{4\pi\rho} \frac{xy}{\alpha^3 R^3} K' \left(t - \frac{R}{\alpha} \right) \quad (2.1)$$

$$u_{SH}^{\beta} = - \frac{1}{4\pi\rho} \frac{C}{\beta^3 R^3} K' \left(t - \frac{R}{\beta} \right) \quad (2.2)$$

$$u_{SV}^{\beta} = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{D}{\beta^3 R^3} K' \left(t - \frac{R}{\beta} \right) \quad (2.3)$$

donde ρ = densidad del medio

α = velocidad de la onda P

β = velocidad de la onda S

R = distancia origen-punto de observación

x, y, z = coordenadas del punto de observación referido a un sistema de coordenadas con origen en el foco.

$K' \left(t - \frac{R}{\alpha} \right)$ = fuerza que depende del tiempo de forma arbitraria

$$C = \frac{(\alpha_x y + \alpha_y x) \bar{y} - (\beta_x y + \beta_y x) \bar{x}}{\sin \theta} \quad (2.4)$$

$$D = \frac{2xy \cos^2 \theta - \bar{z} (\gamma_x y + \gamma_y x)}{\sin \theta \cos \theta} \quad (2.5)$$

θ = ángulo de incidencia del rayo en el foco.

$\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$ = coordenadas del punto de observación referido al sistema de ejes geográficos.

El origen coincide con el foco, y los ejes están en la dirección Norte, Este y Nadir.

$\alpha_q, \beta_q, \gamma_q$ = cosenos directores del eje q con respecto a los ejes $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$; respectivamente $q = x, y, z$.

Si suponemos el punto de observación situado en el plano XY, se puede escribir los desplazamientos para la onda P en la forma:

$$u^a = A(r) \sin 2\theta \quad (2.6)$$

$$u^b = B(r) \cos 2\theta \quad (2.7)$$

siendo r y θ las coordenadas polares del punto estudiado.

Por tanto la distribución de signos del desplazamiento de la onda P (u^a), es en cuatro cuadrantes de signo alternativo separados por dos planos ortogonales. Estos dos planos son el plano de falla y el plano auxiliar.

El método más sencillo para la obtención de los planos de falla consiste pues en estudiar la distribución de signos del primer impulso de la onda P, y tratar de separarlos por medio de dos planos ortogonales. La ventaja de este método consiste en que de todo el sismograma sólo se utiliza un dato: el signo del primer impulso de la onda P. Excepto en aquellos casos en que haya mucho ruido, se aprecia con gran nitidez la llegada de la onda P. Sin embargo este método presenta ciertos inconvenientes: no es posible distinguir cual de los dos planos corresponde al plano de falla, además la distribución de signos para el primer impulso de la onda P, es el mismo para el modelo I y el II. Esta deficiencia, no obstante, puede subsanarse utilizando información de la situación tectónica, distribución de réplicas, el efecto de directividad sobre las ondas internas y superficiales y observaciones sobre el terreno.

2.1.1.- Métodos de determinación usando el signo del primer impulso de la onda P.

2.1.1.1.- Método gráfico.

Los primeros en establecer el carácter de compresiones y dilataciones del primer impulso de la onda P, fueron Omori (1905) y Galitzin (1909), Walker (1913) fue el primero en sugerir el uso del signo del primer impulso de la onda P en relación con el mecanismo del terremoto.

Entre 1926 y 1955, Byerly desarrolló el método que lleva su nombre, para la determinación de la orientación de los planos de falla. Consideró que el mecanismo de un terremoto es el movimiento relativo de los bordes de una falla y lo representó matemáticamente por medio de un par de fuerzas siguiendo la formulación de Nakano (1923).

La teoría predice para este tipo de mecanismo una distribución de compresiones y dilataciones en cuadrantes alternativos separados por dos planos ortogonales. Byerly demostró que el plano de falla corresponde a uno de estos planos nodales que separan las observaciones. Antes hay que corregir cada punto por el aumento de velocidad con la profundidad de la Tierra.

Otro grupo que ha contribuido notablemente en el estudio del mecanismo focal, ha sido la escuela japonesa. Su punto de partida fue el trabajo de Nakano (1923) quien realizó los primeros trabajos sobre el campo de desplazamiento de los terremotos. A partir de 1931, Honda y sus colaboradores usan no sólo el signo de la onda P, sino también las amplitudes de las ondas P y S. Honda considera dos tipos de fuentes puntuales: el par simple de fuerzas (modelo I similar al propuesto por Byerly, y el doble par de fuerzas sin momento resultante (modelo II)).

Desde el punto de vista de la distribución de los signos de la onda P, los dos modelos son equivalentes.

El procedimiento para separar las compresiones y dilataciones consistió al principio en dibujarlas sobre un mapa geográfico.

Esto es posible en el caso de los terremotos en Japón debido a la densidad de la red sísmica japonesa y por tratarse de terremotos locales. Honda introduce el concepto de esfera modelo: una esfera pequeña y homogénea, con centro en el foco del terremoto y radio unidad. Los resultados obtenidos a partir del mapa geográfico se proyectaban sobre la esfera modelo y luego se comparaban con los resultados teóricos. Más tarde se usó una proyección de la esfera modelo para dibujar y determinar el mecanismo.

Otro grupo que contribuyó al desarrollo de los estudios sobre mecanismo focal, es el que comenzó en Holanda a finales de 1930. Koning (1942) extiende el trabajo de Byerly a terremotos profundos. Así mismo introduce el concepto de esfera focal similar al de la esfera modelo de Honda, es decir una esfera de radio unidad con centro en el foco del terremoto. Cada punto sobre la superficie de la tierra se proyecta sobre la superficie de la esfera focal. De esta forma se corrige por el efecto de la distribución de velocidades en la tierra. Koning fue el primero en usar la proyección estereográfica (Wulf-net) para proyectar la esfera focal sobre un plano.

Ritsema (1955), perfeccionó este método: empleando una proyección estereográfica de la semiesfera focal inferior y proyectando sobre ella las observaciones. Este autor empieza a interpretar los resultados en términos de esfuerzos tectónicos (1957).

Keylis-Borok (1950), sismólogo perteneciente a la escuela rusa, desarrolló la base teórica para el problema de la fuente puntual con una formulación muy conveniente. Su método utiliza la proyección Wulf net de la esfera focal dibujando no sólo los signos del movimiento de la onda P, sino también los del primer movimiento de las ondas SV y SH. En algunos casos utiliza una proyección central, donde los planos nodales se proyectan como líneas rectas.

En 1957, Scheidegger demostró la equivalencia de todos estos métodos de proyección.

Actualmente, para obtener gráficamente los planos de falla se utilizan las proyecciones de Wulf net o de Schmidt como proyección de la semiesfera focal inferior. Sobre estas proyecciones se dibujan los signos de las primeras llegadas de la onda P y mediante dos planos ortogonales se separan los cuadrantes correspondientes a las compresiones y dilataciones.

2.1.1.2.- Métodos numéricos.

A partir de los años 60 y debido al desarrollo alcanzado por los computadores, aparecen los primeros métodos numéricos.

El primer trabajo de este tipo, fue hecho por Knopoff (1961): formula el problema en términos de una función de probabilidad describiendo la polaridad propia del primer impulso de la onda P en presencia de ruido. Kasahara (1963 a) escribió un programa para computador basado en dicho trabajo. En la misma línea se sitúa el programa desarrollado por Wickens y Hodgson (1967).

Keylis-Borok (1972) propone un algoritmo basado en una formulación probabilista del problema. Los planos de falla se obtienen maximizando una función de máxima verosimilitud.

También, en el mismo año, 1972, Dillinger et al., usa un método de máxima verosimilitud basado en el trabajo de Pope (1972) para ondas P y S.

Por último, Brillinger et al. (1979), han reeformulado el problema. El método, útil tanto para terremotos individuales como para grupos de terremotos en estudios de mecanismo regional, se basa en una formulación probabilista y en estimaciones de los valores de máxima verosimilitud para los parámetros focales y sus varianzas. El presente estudio se basa precisamente en este método.

2.1.2.- Métodos de determinación del mecanismo focal por medio de ondas P y S.

2.1.2.1.- Método gráfico.

Además del signo de la onda P, es posible utilizar más información de un sismograma al estudiar el mecanismo focal de un terremoto. Esta información puede ser por ejemplo, la amplitud de la onda P así como la de la S.

Veamos pues, algunos de los métodos usados.

- Honda en 1957, empezó a utilizar las amplitudes relativas de las ondas P y S para completar la información dada por el signo de la onda P.

- El uso de la onda S, para completar la información dada por la P, resulta frecuente entre los sismólogos de la escuela rusa. Bessanova et al., 1960, usan los signos del primer impulso de la SV y SH para completar la información dada por la onda P. El método consiste en situar estos signos sobre una proyección Wulffnet de la esfera focal, y comparar los datos observados con los modelos que se pueden observar para los dos tipos de fuentes.

- Keylis-Borok (1959) propone que la mayoría de mecanismos estarán bien representados por el modelo del par simple de fuerzas. Esto no coincide con resultados más modernos que han demostrado que para la mayoría de terremotos la mejor representación es la del doble par de fuerzas.

- Sin embargo, los mejores resultados en el uso de la onda S para la obtención del mecanismo focal de un terremoto, los ha proporcionado el empleo del ángulo de polarización. El problema de usar el signo de la onda S striba en que no siempre es posible leer con nitidez la primera llegada de esta onda. El problema de determinar el ángulo de polarización está en la influencia de la superficie libre. Para ángulos de incidencia menores que el crítico, el ángulo de polarización aparente observado en la superficie de la tierra,

constituye una buena aproximación. El primero en hacer uso del ángulo de polarización de la onda S, fue Gutenberg en 1955. Con anterioridad, en 1952, Dehlinger, había relacionado el ángulo de polarización de la onda S con varios tipos de fallas pero no hizo un uso analítico de los datos de la onda S para determinar la orientación de los planos de falla.

- Ritsema (1957), usó el ángulo de polarización dibujado sobre una proyección Wulffnet, para completar la información dada por los signos de la onda P y distinguir entre el par simple y el doble par de fuerzas.

- Los trabajos más exhaustivos realizados con la onda S, fueron los llevados a cabo por Stauder (1960) y sus colaboradores. Su método consiste en dibujar sobre una proyección estereográfica las direcciones de polarización en forma de pequeños segmentos y buscar gráficamente las direcciones para una orientación particular y un tipo de fuente. Debido a que los modelos del ángulo de polarización para la onda S son distintos para el tipo de fuente I y II, este método permite distinguir el tipo de fuente a que pertenece el mecanismo de ese terremoto. También permite en el caso del par simple, modelo I, distinguir el plano auxiliar del plano de falla. Stauder usó los datos de la onda S junto con los de ondas P en el estudio de muchos terremotos (Stauder y Udías, 1963), (Stauder y Bollinger, 1966). Como consecuencia de sus estudios propone el modelo del doble par de fuerzas sin momento resultante, modelo II, como la mejor representación de un terremoto.

2.1.2.2.- Métodos numéricos.

De forma similar al caso de la onda P, en los años sesenta, empezaron a surgir los primeros modelos de tipo numérico que hacían uso de la onda S (Stevens, 1964, 1967; Udías, 1964; Hirasawa, 1966). La mayoría de los programas se basan en un ajuste por mínimos cuadrados del ángulo de polarización. En 1969, Udías y Baumam revisaron el procedimiento para la fuente del doble par de fuerzas y desarrollaron un método numérico com-

binando los datos de las ondas P y S a través de un proceso de minimización de los errores de las dos clases de datos. Chandra (1971) modificó el programa.

- Dillinger et al. (1972), planteó el problema en términos de máxima verosimilitud en las estimaciones de los parámetros que dan los planos de falla combinando la mejor proporción de acier-
tos para los datos de las ondas P y S. Las soluciones se dan en términos de regiones fiduciales alrededor de los polos y planos nodales. Su discusión clarificó muchos puntos en el tratamiento estadístico del problema.

- Keylis-Borok et al. (1972), también desarrolló un algoritmo numérico para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. Usa los signos de las primeras llegadas de las ondas P, SV, y SH.

- El problema en el uso del ángulo de polarización aparente de la onda S, reside en el trabajo que ello representa, es preciso digitizar los registros y seleccionar aquellas estaciones que se encuentran en un rango de distancias del epicentro comprendidas entre 40° y 80° . A esto hay que añadir la dificultad ya mencionada antes de que a veces resulta difícil el distinguir la llegada de la onda S.

El problema de la utilización conjunta del signo de la P y el ángulo de polarización de la S en los métodos numéricos estriba en el distinto carácter de estos dos tipos de datos.

2.1.3 Soluciones compuestas

Un inconveniente que presenta el uso del signo del primer impulso de la onda P, es que es necesario un número grande de observaciones y buena distribución de las mismas sobre la esfera focal para que queden bien determinados los planos de falla. Si bien esto es relativamente sencillo para terremotos de magnitud media o elevada no ocurre lo mismo para terremotos de magnitud pequeña, habiendo que recurrir a soluciones compuestas.

Esta técnica ha sido utilizada con éxito por muchos autores (Gutenberg, 1941; Aki, 1966; Seeber et al., 1970). De hecho se supone que los terremotos de una zona son resultado de esfuerzos localizados, de forma que su mecanismo focal está correlacionado de forma estadística con los otros terremotos de la zona (Seeber et al., 1970). Gutenberg (1941) calcula la solución compuesta asignando a cada unidad de ángulo sólido de la esfera focal el signo correspondiente a la mayoría de puntos de ese ángulo sólido. Aki (1966) usa una técnica estadística similar.

El uso de las soluciones compuestas está muy extendido hoy en día, siendo utilizada esta técnica en muchos estudios de réplicas de terremotos. Un ejemplo reciente lo constituye el cálculo de estado de esfuerzos para el terremoto de 1 de enero de 1980 calculado a partir de las réplicas del mismo (Hirn et al., 1981).

Actualmente la técnica más corriente consiste en dibujar sobre la esfera focal el signo de cada estación y se procede de forma similar a como si fueran datos de un solo terremoto. Otro procedimiento usual consiste en calcular la solución compuesta agrupando los terremotos según la zona de ocurrencia (Seeber et al., 1970).

2.2.- Geometría del problema.

2.2.1.- Proyección de las observaciones sobre la esfera focal.

Al introducir el concepto de esfera focal (apartado anterior), hay que proyectar una observación (en la superficie de la tierra), sobre la superficie de la esfera focal siguiendo la dirección del rayo que ha llegado a dicho punto. Cada punto de observación, estación, se representa con un símbolo distinto según se haya leído en ella una compresión (C), es de-

cir un impulso hacia arriba, o bien una dilatación (D), impulso hacia abajo. En los rayos directos a lo largo de la trayectoria se conservan los signos de las fases.

La situación de una estación sobre la esfera focal, queda de terminada por sus coordenadas polares (θ, ϕ) .

θ : ángulo de incidencia en el foco $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$

ϕ : azimuth: ángulo que forma la dirección del rayo con el Norte geográfico. $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$



Fig. 2.4

El cálculo tanto de θ como de ϕ se hace a partir de las coordenadas de cada estación sobre la superficie de la tierra y de las coordenadas del epicentro.

Para la determinación del azimuth ϕ , se supone que no hay variaciones laterales que modifican la trayectoria del rayo.

El cálculo del ángulo de incidencia en el caso de telesismos se deduce de las tablas de dromocrónicas ya que:

$$\frac{\sin i_0}{v_0} = \frac{dt}{d\Delta} \quad \sin i_0 = v_0 \frac{dt}{d\Delta} \quad (2.8)$$

siendo i_0 = ángulo de incidencia en el foco.

v_0 = velocidad en la región focal.

Δ = distancia epicentral

t = tiempo

conocido v_0 , es posible obtener i_0 en función de la curva dromocrónica $t(\Delta)$. Normalmente se utilizan unas curvas patrón distancia-ángulo de incidencia que se han calculado a partir de las dromocrónicas.

No resulta tan sencillo cuando se trata de terremotos cercanos. Se denominan así aquellos terremotos en los que la distancia epicentro-estación es igual o inferior a 200 km.

Para terremotos cercanos hay dos factores que tienen gran influencia en la determinación del ángulo de incidencia:

- es necesario un conocimiento muy detallado de la estructura de la corteza en la zona estudiada.

- hace falta una determinación exacta de la profundidad del foco: h. Hay que recordar que este es uno de los parámetros que quedan peor determinados al localizar el foco de un terremoto. En el caso de terremotos superficiales es importante esta indeterminación.

Una vez que se tengan bien determinados estos dos factores, hay dos métodos posibles para determinar θ :

- a) usando un modelo de corteza de capas planas de velocidad constante.
- b) usando un modelo de corteza de velocidad variable con la profundidad.

En el capítulo 4, se expondrán con más detalle estos métodos.

La situación de una estación sobre la esfera focal queda determinada por sus coordenadas esféricas (θ, ϕ) y el signo del primer impulso de la onda P.

C: si se ha leído una compresión.

D: si se ha leído una dilatación.

Supongamos que nos situamos sobre la esfera focal. Existen dos sistemas de ejes para definir la orientación del modelo.

XYZ: sistema de ejes de las fuerzas. X e Y son además los polos de los dos planos nodales A y B, cualquiera de los dos puede corresponder al plano de fractura.

PTZ: sistema de los ejes principales de esfuerzos: Presión, Tensión e Intermedio.

$\bar{X}\bar{Y}\bar{Z}$: sistema de ejes geográficos.

\bar{X} : Norte

\bar{Y} : Este

\bar{Z} : Nadir

La parte positiva de estos dos sistemas de ejes de coordenadas están definidos sobre el hemisferio inferior de la esfera focal.

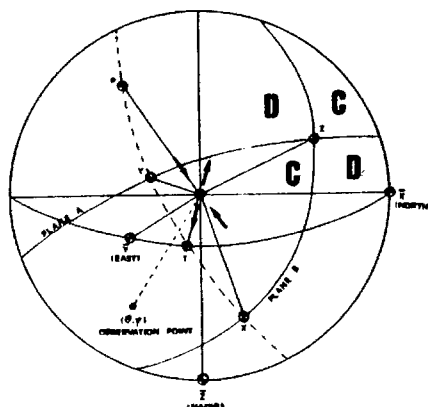


Fig. 2.5

Las coordenadas de un punto P sobre la esfera focal referidas al sistema de ejes geográficos $\bar{X}\bar{Y}\bar{Z}$: se deducen de los ángulos θ y ϕ

$$\begin{aligned}\bar{X} &= \text{sen } \theta \cos \phi \\ \bar{Y} &= \text{sen } \theta \text{ sen } \phi \\ \bar{Z} &= \cos \theta\end{aligned}\tag{2.9}$$

Cada uno de los tres ejes del sistema de fuerzas viene dado por dos ángulos (θ_i, ϕ_i)

$$X (\theta_x, \phi_x), \quad Y (\theta_y, \phi_y), \quad Z (\theta_z, \phi_z)$$

Lo mismo ocurre para los ejes del sistema de ejes principales de esfuerzos.

$$T (\theta_T, \phi_T), \quad P (\theta_P, \phi_P), \quad Z (\theta_z, \phi_z)$$

Los cosenos directores de estos ejes referidos al sistema de ejes geográficos son:

$$\begin{aligned}\alpha_i &= \text{sen } \theta_i \cos \phi_i \\ \beta_i &= \text{sen } \theta_i \text{ sen } \phi_i \\ \gamma_i &= \cos \theta_i\end{aligned}\tag{2.10}$$

$$i = X, Y, Z, T, P$$

Debido a la ortogonalidad de los ejes, de los cuatro ángulos ($\theta_x, \phi_x, \theta_y, \phi_y$) o ($\theta_T, \phi_T, \theta_P, \phi_P$) sólo tres son independientes.

Supongamos el sistema formado por los ejes principales de esfuerzos (P, T, Z). Consideraremos como independientes los ángulos

θ_T, ϕ_T, ϕ_P , el cuarto ángulo θ_P se obtiene a partir de la condición de ortogonalidad de

$$\alpha_T \alpha_P + \beta_T \beta_P + \gamma_T \gamma_P = 0 \quad (2.11)$$

Los valores de los cosenos directores vienen dados en (2.10)

$$\alpha_T \sin \theta_P \cos \phi_P + \beta_T \sin \theta_P \sin \phi_P + \gamma_T \cos \theta_P = 0$$

Resolviendo para θ_P

$$\operatorname{tg} \theta_P = \frac{-\gamma_T}{\alpha_T \cos \phi_P + \beta_T \sin \phi_P} \quad (2.12)$$

$$\theta_P = \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{-\gamma_T}{\alpha_T \cos \phi_P + \beta_T \sin \phi_P} \right) \quad (2.13)$$

Conocido θ_P el calcular el eje Z es trivial ya que se deduce de la condición de ortogonalidad de los ejes

$$T \times P = Z$$

$$\alpha_Z = (\beta_T \gamma_P - \gamma_T \beta_P) / D$$

$$\beta_Z = (\gamma_T \alpha_P - \alpha_T \gamma_P) / D \quad (2.14)$$

$$\gamma_Z = (\alpha_T \beta_P - \beta_T \alpha_P) / D$$

siendo D

$$D = [(\beta_T \gamma_P - \gamma_T \beta_P)^2 + (\gamma_T \alpha_P - \alpha_T \gamma_P)^2 + (\alpha_T \beta_P - \beta_T \alpha_P)^2]^{1/2} = 1 \quad (2.15)$$

ya que

$$\left. \begin{aligned} \alpha_T \alpha_P + \beta_T \beta_P + \gamma_T \gamma_P &= 0 \\ \alpha_T^2 + \beta_T^2 + \gamma_T^2 &= 1 \\ \alpha_P^2 + \beta_P^2 + \gamma_P^2 &= 1 \end{aligned} \right\} \quad (2.16)$$

Así se obtienen las matrices A y B según estemos en el sistema de ejes XYZ o en el PTZ. Estas matrices sirven para efectuar la transformación de coordenadas de un punto desde las coordenadas geográficas a otras referidas a estos ejes. Son las ecuaciones dadas en (2.4)

$$A = \begin{pmatrix} \alpha_x & \beta_x & \gamma_x \\ \alpha_y & \beta_y & \gamma_y \\ \alpha_z & \beta_z & \gamma_z \end{pmatrix} \quad B = \begin{pmatrix} \alpha_T & \beta_T & \gamma_T \\ \alpha_P & \beta_P & \gamma_P \\ \alpha_Z & \beta_Z & \gamma_Z \end{pmatrix} \quad (2.17)$$

Así

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = B \begin{pmatrix} \bar{x} \\ \bar{y} \\ \bar{z} \end{pmatrix} \quad \text{referida al sistema de ejes PTZ} \quad (2.18)$$

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = A \begin{pmatrix} \bar{x} \\ \bar{y} \\ \bar{z} \end{pmatrix} \quad \text{referida al sistema de ejes XYZ} \quad (2.19)$$

El paso del sistema de ejes XYZ al PTZ utilizando estas matrices es inmediato

$$\begin{pmatrix} \alpha_x \\ \beta_x \\ \gamma_x \end{pmatrix} = B^T \begin{pmatrix} 1/\sqrt{2} \\ 1/\sqrt{2} \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.20)$$

$$\begin{pmatrix} \alpha_y \\ \beta_y \\ \gamma_y \end{pmatrix} = B^T \begin{pmatrix} 1/\sqrt{2} \\ -1/\sqrt{2} \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.21)$$

Para un punto P situado sobre la esfera focal, de coordenadas (θ, ϕ) , una expresión normalizada para la amplitud del desplazamiento de la onda P referidas al sistema de ejes principales de esfuerzos PTZ es

$$u_p = x'^2 - y'^2 \quad (2.22)$$

siendo x' e y' las expresiones dadas en (2.18)

Si usamos como sistema de referencia el de las fuerzas XYZ

$$u_p = 2xy \quad (2.23)$$

siendo x e y las expresiones dadas en (2.19)

Las orientaciones de los planos de falla A (normal al eje X) y B (normal al eje Y) vienen dadas por los ángulos de rumbo (strike) (ϕ) , inclinación (dip) (δ) y deslizamiento (slip) (λ) .

donde $0^\circ < \phi < 360^\circ$
 $0^\circ < \delta < 90^\circ$
 $180^\circ < \lambda < 180^\circ$

Las expresiones para calcular estos ángulos son a partir de la orientación de los ejes X e Y

$$\left. \begin{aligned} \phi_A &= \phi_x + 90^\circ \\ \delta_A &= \theta_x \\ \lambda_A &= \text{sen}^{-1} \left(\frac{\cos \theta_y}{\text{sen} \theta_x} \right) \end{aligned} \right\} \quad (2.24)$$

Y

$$\left. \begin{aligned} \phi_B &= \phi_y + 90^\circ \\ \delta_B &= \theta_y \\ \lambda_B &= \text{sen}^{-1} \left(\frac{\cos \theta_x}{\text{sen} \theta_y} \right) \end{aligned} \right\} \quad (2.25)$$

3.- MODELO ESTADISTICO PARA LA ONDA P.

3.1.- Descripción del modelo. Solución individual.

Los fundamentos del método probabilístico sobre el que se funda este trabajo están dados en el trabajo de Brillinger, Udías y Bolt (1979), al que de ahora en adelante se citará como BUB.

El registro de un terremoto o sismograma observado en una estación se considera como la suma de la señal sísmica $s(t)$ más un ruido $\epsilon(t)$

$$z(t) = s(t) + \epsilon(t) \quad (3.1)$$

siendo $z(t)$ el desplazamiento del suelo observado en una estación en un tiempo t .

Básicamente, el signo del movimiento que se puede observar es:

$y = 1$ correspondería a un desplazamiento hacia arriba, es decir, a una compresión (C).

$y = -1$ correspondería a un desplazamiento hacia abajo, es decir, a una dilatación (D).

La probabilidad de leer una compresión en una estación se puede expresar en la forma:

$$\text{prob} \left\{ y = +1 \right\} = \gamma + (1-2\gamma) \left\{ \text{prob} \ z(t) > 0 \right\} \quad (3.2)$$

donde γ representa los errores de lectura y tiene un valor

$\gamma_0 < \gamma < \frac{1}{2}$, siendo γ_0 un número muy pequeño mayor que cero. El término

$\gamma + (1-2\gamma)$ representa la probabilidad de cometer un error en el caso de que $\text{prob} \ z(t) > 0$ sea la unidad.

Si $\gamma = \frac{1}{2}$ implica que la probabilidad de leer una compresión

es $\frac{1}{2}$, es decir la que corresponde al azar.

Si $\gamma = 0$ la probabilidad es la unidad, es decir la certeza absoluta.

Si consideramos que la señal $s(t)$ es proporcional a la amplitud teórica que se espera en una estación para una orientación determinada de los planos de falla $A(\theta_x, \phi_y, \phi_x)$, hay que recordar que bastan tres ángulos para definir esta orientación, entonces

$$s(t) = \alpha A \quad (3.3)$$

Para que $z(t) > 0$ se ha de cumplir que

$$s(t) > \epsilon(t) \quad (3.4)$$

y por tanto según (3.3) que

$$\alpha A > \epsilon(t) \quad (3.5)$$

o lo que es lo mismo

$$\epsilon(t) > -\alpha A \quad (3.6)$$

Si suponemos que el ruido $\epsilon(t)$ tiene una distribución de tipo Gaussiana G , con media cero y varianza γ^2 , entonces se puede escribir

$$\text{prob} \left\{ z(t) > 0 \right\} = \text{prob} \left\{ \epsilon(t) > -\alpha A \right\} = 1 - G(-\alpha A) \quad (3.7)$$

o lo que es lo mismo

$$\text{prob} \left\{ z(t) > 0 \right\} = 1 - \Phi \left(-\frac{\alpha A}{\sigma} \right) \quad (3.8)$$

siendo $\Phi(y)$ la función cumulativa gaussiana

$$\Phi(y) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt \quad (3.9)$$

Si llamamos π a la probabilidad de leer una compresión en una estación

$$\pi = \text{prob} \left\{ y=1 \right\} = \gamma + (1-2\gamma) \Phi(\rho A) \quad (3.10)$$

siendo

$$\rho = - \frac{\alpha}{\sigma}$$

Supongamos ahora que se tienen I estaciones, para cada estación la probabilidad es:

$$\pi_i = \gamma + (1 - 2\gamma) \Phi(\rho A_i) \quad (3.11)$$

$$i = 1, \dots, I$$

La probabilidad total para N estaciones, suponiendo independencia de la probabilidad de cada estación, es el producto de las probabilidades

$$P = \prod_{i=1}^N \pi_i \quad (3.12)$$

3.2.- Datos de varios terremotos.

Supongamos que ahora además de i estaciones se tienen k terremotos. Lo que se pretende ahora es obtener una solución conjunta que corresponderá al mecanismo regional, es decir, el estado de esfuerzos en esa zona común para todos los terremotos.

En este caso habrá que modificar la ecuación (3.11), de manera que la probabilidad de obtener una observación correcta para la estación i en el terremoto k será:

$$\pi_{ik} = \text{prob} \left\{ Y_{ik} = 1 \right\} = \gamma + (1-2\gamma) \phi(\rho_k A_{ik}) \quad (3.13)$$

$$k = 1, \dots, M$$

$$i = 1, \dots, N_k$$

Además del modelo propuesto, BUB proponen los siguientes modelos:

$$\pi_{ik} = \phi(\rho A_{ik}) \quad (3.14)$$

$$\pi_{ik} = \gamma + (1-2\gamma) \phi(\rho A_{ik}) \quad (3.15)$$

$$\pi_{ik} = \phi(\rho_k A_{ik}) \quad (3.16)$$

$$\pi_{ik} = \gamma + (1-2\gamma) \phi(\rho_k A_{ik}) \quad (3.17)$$

$$\pi_{ik} = \gamma_i + (1-2\gamma_i) \phi(\rho A_{ik}) \quad (3.18)$$

$$\pi_{ik} = \gamma_i + (1-2\gamma_i) \phi(\rho_k A_{ik}) \quad (3.19)$$

Los modelos 3.14 y 3.15 son los mismos que los del apartado 3.1, pero referidos al caso de que hayan k terremotos.

3.3.- Estimación de los parámetros.

Una forma de estimación de los parámetros de un modelo es buscar una función que exprese la probabilidad de que los datos observados correspondan a los deducidos de un modelo determinado. Esta función incluirá los datos observados y los parámetros,

y busca los valores de estos últimos que la maximicen. Una función clásica usada en este tipo de estudios es la función de verosimilitud L .

Es decir, lo que se pretende es buscar una función del tipo

$$p = \sum_{i,k} H(A_{ik} Y_{ik}) \quad (3.20)$$

que relacione A_{ik} la amplitud teórica de la estación i en el terremoto k , amplitud que depende de la orientación de los planos de falla dada por los parámetros que corresponden a los ejes de Tensión y Presión

$$A_{ik} = A_{ik}(\theta_T, \phi_T, \phi_P) \quad (3.21)$$

y Y_{ik} el signo observado del primer impulso de la onda P en la estación i para el terremoto k .

Esta función $H(x)$ tiene la propiedad de ser $= 1$ si $x > 0$
 $= 0$ si $x < 0$

Por lo tanto este criterio lo que hace es contar el número de aciertos entre las polaridades teóricas y las observadas de la onda P , es decir

$$p = \sum_{i,k} H(A_{ik} Y_{ik}) = \frac{1}{2} \sum_{i,k} (1 + Y_{ik} \text{sign } A_{ik}) \quad (3.22)$$

La solución buscada será aquella orientación $(\hat{\theta}_T, \hat{\phi}_T, \hat{\phi}_P)$ para la cual p es máxima. Para obtener estos valores es muy importante que esta función sea continua. Este no es el caso de la expresión (3.22) lo que hace inviable su uso.

En nuestro caso, π_{ik} es la probabilidad teórica de obtener una compresión en la estación i para el terremoto k . π_{ik} se obtienen a partir de los parámetros $\tau_i = (\theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k)$ y viene dada como se ha visto por la expresión (3.17)

La probabilidad de que una observación Y_{ik} coincida con la deducida a partir de los parámetros τ_1 se puede escribir en la forma

$$P_{ik} = \pi_{ik}^{\frac{1}{2}(1+Y_{ik})} (1-\pi_{ik})^{\frac{1}{2}(1-Y_{ik})} \quad (3.23)$$

en efecto si $Y_{ik}=1$ $P_{ik} = \pi_{ik}$

si $Y_{ik}=0$ $P_{ik} = 1-\pi_{ik}$

Si las observaciones son independientes unas de las otras, la probabilidad total para todo el grupo de observaciones Y_{ik} con $k=1, \dots, M$
 $i=1, \dots, N_k$

vendrá dado por:

$$P = \prod_{i,k} P_{ik} = \prod_{i,k} \pi_{ik}^{\frac{1}{2}(1+Y_{ik})} (1-\pi_{ik})^{\frac{1}{2}(1-Y_{ik})} \quad (3.24)$$

Esta expresión, a diferencia de la (3.22), es una función continua de los parámetros τ_1

La función de verosimilitud L propuesta en este estudio es el logaritmo de p

$$L = \log p$$

La función H que Brillinger (1979) propone es:

$$\frac{1}{2} \sum_{i,k} \log [(1+Y_{ik}) \log \pi_{ik} + (1-Y_{ik}) \log (1-\pi_{ik})] \quad (3.25)$$

π_{ik} es cualquiera de las expresiones dadas por 3.14, 3.15, 3.16, 3.17, 3.18 y 3.19.

En el caso del presente trabajo la expresión utilizada para π_{ik} es la dada por la ecuación (3.17)

Dado que Y_{ik} tiene el valor de ± 1 , al sustituirlo en la expresión (3.23) se obtiene el mismo valor que si se utiliza la siguiente expresión

$$\sum_{i,k} \log \frac{1}{2} [1 + (2\pi_{ik} - 1) Y_{ik}] \quad (3.26)$$

A esta expresión cambiada de signo la vamos a denominar F. Por lo tanto el máximo de $\log L$ corresponde a un mínimo de F.

Si en la expresión (3.26) se sustituye π_{ik} por su valor dado en la expresión (3.17) queda:

$$\sum_{i,k} \log \frac{1}{2} [1 + Y_{ik} (1-2\gamma) (2 + (\rho_k A_{ik}) - 1)] \quad (3.27)$$

es decir

$$F = - \sum_{i,k} \log \frac{1}{2} [1 + Y_{ik} (1-2\gamma) (2 + (\rho_k A_{ik}) - 1)] \quad (3.28)$$

si se tiene en cuenta que

$$\phi(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt \quad (3.29)$$

entonces

$$2 \Phi - 1 = \Phi + \Phi - 1 = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt + \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt - 1$$

$$2 \Phi - 1 = \int_{-\infty}^0 \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt + \int_0^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt + \int_{-\infty}^0 \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt + \\ + \int_0^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt - 1$$

La integral $\int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt = 1/2$

A su vez $\int_0^x \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-t^2} dt = \frac{1}{2} \operatorname{erf} (x/\sqrt{2})$

siendo $\operatorname{erf}(x)$ la función error asociada a la curva normal.

Por tanto la ecuación (3.27) se puede escribir en la forma

$$F = - \sum_{i,k} \log \left[\frac{1}{2} + \left(\frac{1}{2} - \gamma \right) \gamma_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right) \right] \quad (3.30)$$

El problema de determinar los valores de los parámetros que minimizan una expresión del tipo (3.30), es un problema de análisis numérico. Esta expresión es una función continua de los parámetros ζ_1 y con derivadas primeras y segundas continuas.

Por tanto F es una función que depende de ζ_L siendo

$$\zeta_L = \theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k$$

$$L = 3+M$$

$$k = 1, \dots, M$$

es decir F depende de los tres ángulos que dan la orientación de los ejes principales de esfuerzos y de los pesos ρ_k de cada terremoto.

A partir de las estimaciones de las derivadas primeras de F, se construye la matriz de información I, que se define como el valor esperado del producto de las derivadas primeras de F con respecto a las variables independientes que se pueden aproximar por las derivadas segundas

$$I = E \left[\frac{\partial F}{\partial \zeta_i} \frac{\partial F}{\partial \zeta_j} \right] = - E \left[\frac{\partial^2 F}{\partial \zeta_i \partial \zeta_j} \right] \quad (3.31)$$

con $i = 1, \dots, L$

$j = 1, \dots, L$

siendo $L = \text{número de variables independientes}$

$L = 3+M$

siendo M el número de terremotos

Estas derivadas vienen dadas por las expresiones

$$\frac{\partial F}{\partial \theta_T(\phi_T, \phi_P)} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma) Y_{ik} \operatorname{erf}\left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)} \left(\frac{1}{2} - \gamma\right) \frac{Y_{ik} \rho_k}{\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)^2} \frac{\partial A_{ik}}{\partial \theta_T(\phi_T, \phi_P)} \quad (3.32)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \rho_k} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma) Y_{ik} \operatorname{erf}\left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)} \left(\frac{1}{2} - \gamma\right) \frac{A_{ik}}{\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)^2} \quad (3.33)$$

siendo F la expresión dada por la ec. (3.30)

Esta matriz de información I, se calcula de forma numérica a partir de las estimaciones de los parámetros. A partir de I se puede construir la matriz de covarianza C, definida como la inversa de la

matriz de información

$$C = (c_{ij}) = I^{-1}$$

Los elementos de la diagonal principal de esta matriz son las varianzas de cada uno de los parámetros ζ_L . Los elementos de fuera de la diagonal principal representan las covarianzas de los parámetros ζ_L entre sí.

Así mismo se puede definir la matriz de correlación G , a partir de los elementos c_{ij} de la matriz de covarianza

$$G = (g_{ij}) \quad ; \quad g_{ij} = \frac{c_{ij}}{\sigma_i \sigma_j} \quad (3.34)$$

o lo que es igual

$$G = (g_{ij}) = \left(\frac{c_{ij}}{c_{ii}^{1/2} c_{jj}^{1/2}} \right) \quad (3.35)$$

Lógicamente los elementos de la diagonal principal de la matriz de correlación han de ser 1.

3.4.- Estimación de las desviaciones standard de las variables no independientes.

Como se ha visto en el apartado anterior, las estimaciones de las desviaciones standard de las variables independientes se pueden obtener a partir de la matriz de covarianza C . También se ha dicho que se van a considerar como variables independientes los ángulos ϕ_T, ϕ_P . El resto de los ángulos se obtienen a partir de ellos tal y como se ha expuesto en el apartado 2.2.

Una aproximación que se puede hacer es el método $-\delta$, debido a Gauss.

Supongamos que se tienen las variables independientes u, v, w , con medias μ_u, μ_v, μ_w , varianzas $\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$, y covarianzas $\sigma_{uu}, \sigma_{uv}, \sigma_{vv}, \sigma_{uw}, \sigma_{vw}, \sigma_{ww}$.

Sean unas nuevas variables que se definen a partir de las anteriores

$$\left. \begin{aligned} U &= a(u, v, w) \\ V &= b(u, v, w) \\ W &= c(u, v, w) \end{aligned} \right\} \quad (3.36)$$

Una buena aproximación para obtener la varianza de U es hacer un desarrollo en serie de

$$\begin{aligned} U &= a(\mu_u, \mu_v, \mu_w) + a_u(\mu_u, \mu_v, \mu_w)(u - \mu_u) + \\ &+ a_v(\mu_u, \mu_v, \mu_w)(v - \mu_v) + a_w(\mu_u, \mu_v, \mu_w)(w - \mu_w) \end{aligned} \quad (3.37)$$

siendo a_u, a_v, \dots las derivadas parciales $\frac{\partial a}{\partial u}, \frac{\partial a}{\partial v}, \dots$

Entonces

$$\begin{aligned} \text{var } U &= \left[a_u(\mu_u, \mu_v, \mu_w) \right]^2 \sigma_{uu} + 2 \left[a_u(\dots) \right] \left[a_v(\dots) \right] \sigma_{uv} + \\ &+ \left[a_v(\dots) \right]^2 \sigma_{vv} + \dots \end{aligned} \quad (3.38)$$

En nuestro caso las variables independientes son θ_T, ϕ_T, ϕ_P

$$\left. \begin{aligned} \theta_x &= \theta_x(\theta_T, \phi_T, \phi_P) \\ \phi_x &= \phi_x(\dots) \\ &\vdots \end{aligned} \right\} \quad (3.39)$$

Por tanto según (3.38)

$$\begin{aligned} \text{var } (\zeta_i) &= \left(\frac{\partial \zeta_i}{\partial \theta_T} \right)^2 \sigma_{\theta_T \theta_T} + \left(\frac{\partial \zeta_i}{\partial \phi_T} \right)^2 \sigma_{\phi_T \phi_T} + \left(\frac{\partial \zeta_i}{\partial \phi_P} \right)^2 \sigma_{\phi_P \phi_P} + \\ &+ 2 \frac{\partial \zeta_i}{\partial \theta_T} \frac{\partial \zeta_i}{\partial \phi_T} \sigma_{\theta_T \phi_T} + 2 \frac{\partial \zeta_i}{\partial \theta_T} \frac{\partial \zeta_i}{\partial \phi_P} \sigma_{\theta_P \phi_P} + \\ &+ 2 \frac{\partial \zeta_i}{\partial \phi_T} \frac{\partial \zeta_i}{\partial \phi_P} \sigma_{\phi_T \phi_P} \end{aligned} \quad (3.40)$$

siendo $\zeta_i = \theta_x, \phi_x, \theta_y, \phi_y, \theta_P$

$$\sigma_{\zeta_i} = \sqrt{\text{var } (\zeta_i)}$$

El primer ángulo que habrá que calcular la varianza será θ_P

$$\theta_P = \text{arc. tg} \left(\frac{\cos \theta_T}{\sin \theta_T \cos (\phi_T - \phi_P)} \right)$$

De acuerdo con la ecuación (3.40) las tres derivadas parciales que se precisan son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_P}{\partial \theta_T} &= \frac{\cos^2 \theta_P}{\sin^2 \theta_T \cos (\phi_T - \phi_P)} = C_1 \\ \frac{\partial \theta_P}{\partial \phi_T} &= \frac{\cos^2 \theta_P \sin (\phi_T - \phi_P)}{\sin^2 \theta_T \cos^2 (\phi_T - \phi_P)} = -C_2 \\ \frac{\partial \theta_P}{\partial \phi_P} &= C_2 \end{aligned} \quad (3.41)$$

Las covarianzas $\sigma_{uu}, \sigma_{uv}, \dots$ se han calculado previamente al determinar la matriz de covarianza C.

Para el resto de los ángulos que dan la orientación de los ejes X, Y, se procede de forma análoga. A continuación se dan las expresiones de cada una de estas derivadas parciales.

- θ_x viene dado por la siguiente expresión obtenida a partir de (2.20)

$$\theta_x = \cos^{-1} \left(\frac{1}{\sqrt{2}} (\cos \theta_T + \cos \theta_P) \right) \quad (3.42)$$

$$\frac{\partial \theta_x}{\partial \theta_T} = A (\sin \theta_T + C_1 \sin \theta_P)$$

$$\frac{\partial \theta_x}{\partial \phi_T} = -C_2 A \sin \theta_P \quad (3.43)$$

$$\frac{\partial \theta_x}{\partial \phi_P} = C_2 A \sin \theta_P$$

siendo C_1 y C_2 las expresiones dadas en (3.41) y $A = \frac{1}{\sqrt{2} \sin \theta_x}$

- De forma semejante

$$\phi_x = \arctg \left(\frac{\sin \theta_T \sin \phi_T + \sin \theta_P \sin \phi_P}{\sin \theta_T \cos \phi_T + \sin \theta_P \cos \phi_P} \right) \quad (3.44)$$

$$\frac{\partial \phi_x}{\partial \theta_T} = B \sin(\phi_P - \phi_T) (C_1 \cos \theta_P \sin \theta_T - \sin \theta_P \cos \theta_T)$$

$$\frac{\partial \phi_x}{\partial \phi_T} = B \operatorname{sen} \theta_T \left[\operatorname{sen} \theta_T + \operatorname{sen} \theta_P \cos(\phi_T - \phi_P) + C_2 \cos \theta_P \operatorname{sen}(\phi_T - \phi_P) \right]$$

$$\frac{\partial \phi_x}{\partial \phi_P} = B \left[\operatorname{sen}^2 \theta_P + \operatorname{sen} \theta_P \operatorname{sen} \theta_T \cos(\phi_T - \phi_P) + C_2 \cos \theta_P \operatorname{sen} \theta_T \right. \\ \left. \operatorname{sen}(\phi_P - \phi_T) \right]$$

(3.45)

siendo C_1 y C_2 las expresiones dadas en (3.41) y

$$B = \frac{\cos^2 \phi_x}{(\operatorname{sen} \theta_T \cos \phi_T + \operatorname{sen} \theta_P \cos \phi_P)^2}$$

- Para el eje Y

$$\theta_Y = \cos^{-1} \left(\frac{1}{\sqrt{2}} (\cos \theta_T - \cos \theta_P) \right) \quad (3.46)$$

$$\frac{\partial \theta_Y}{\partial \theta_T} = D (\operatorname{sen} \theta_T - C_1 \operatorname{sen} \theta_P)$$

$$\frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_T} = -D C_2 \operatorname{sen} \theta_P \quad (3.47)$$

$$\frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_P} = D C_2 \operatorname{sen} \theta_P$$

C_1 y C_2 vienen dados en (3.41) y

$$D = \frac{1}{\sqrt{2} \operatorname{sen} \theta_Y}$$

Por último

$$\phi_Y = \text{tg}^{-1} \left(\frac{\text{sen}\theta_T \text{sen}\phi_T - \text{sen}\theta_P \text{sen}\phi_P}{\text{sen}\theta_T \cos\phi_T - \text{sen}\theta_P \cos\phi_P} \right) \quad (3.48)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \theta_T} Y = E \text{sen}(\phi_P - \phi_T) (\cos\theta_T \text{sen}\theta_P - C_1 \text{sen}\theta_T \cos\theta_P)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \phi_T} Y = E \text{sen}\theta_T \left[(\text{sen}\theta_T + C_2 \cos\theta_P \text{sen}(\phi_P - \phi_T) - \text{sen}\theta_P \text{sen}(\phi_P - \phi_T)) \right]$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \phi_P} Y = E \left[(\text{sen}^2\theta_T + C_2 \text{sen}\theta_T \cos\theta_P \text{sen}(\phi_T - \phi_P) - \text{sen}\theta_P \text{sen}\theta_T \right. \\ \left. \cos(\phi_T - \phi_P) \right] \quad (3.49)$$

C_1 y C_2 tienen el mismo significado que en casos anteriores y

$$E = \frac{\cos^2 \phi_Y}{(\text{sen}\theta_T \cos\phi_T - \text{sen}\theta_P \cos\phi_P)^2}$$

Otras estimaciones de las desviaciones standard que interesan son las de los planos de falla. Según se vió en el apartado 2.2. los ángulos de rumbo ϕ , buzamiento δ y deslizamiento λ que definen la orientación de la falla vienen dados por

$$\left. \begin{aligned} \phi_A &= \phi_x + 90^\circ \\ \delta_A &= \theta_x \\ \lambda_A &= \text{sen}^{-1} \left(\frac{\cos \theta_Y}{\text{sen} \theta_x} \right) \end{aligned} \right\}$$

$$\left. \begin{aligned} \phi_B &= \phi_Y + 90^\circ \\ \delta_B &= \theta_Y \\ \lambda_B &= \sin^{-1} \left(\frac{\cos \theta_X}{\sin \theta_Y} \right) \end{aligned} \right\}$$

Resulta evidente que las estimaciones de las desviaciones standard de los ángulos ϕ y δ son inmediatas

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{\delta_A} &= \sigma_{\theta_X} & \sigma_{\delta_B} &= \sigma_{\theta_Y} \\ \sigma_{\phi_A} &= \sigma_{\phi_X} & \sigma_{\phi_B} &= \sigma_{\phi_Y} \end{aligned} \right\} \quad (3.50)$$

Para el tercer ángulo λ , hay que proceder a derivar y estimar la desviación standard según la ecuación (3.40)

$$\lambda_A = \sin^{-1} \left(\frac{\cos \theta_Y}{\sin \theta_X} \right)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \lambda_A}{\partial \theta_T} &= LA (\sin \theta_X \sin \theta_Y \frac{\partial \theta_Y}{\partial \theta_T} + \cos \theta_Y \cos \theta_X \frac{\partial \theta_X}{\partial \theta_T}) \\ \frac{\partial \lambda_A}{\partial \phi_T} &= LA (\sin \theta_X \sin \theta_Y \frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_T} + \cos \theta_Y \cos \theta_X \frac{\partial \theta_X}{\partial \phi_T}) \\ \frac{\partial \lambda_A}{\partial \phi_P} &= LA (\sin \theta_X \sin \theta_Y \frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_P} + \cos \theta_Y \cos \theta_X \frac{\partial \theta_X}{\partial \phi_P}) \end{aligned} \right\} \quad (3.51)$$

Los valores de $\frac{\partial \theta_Y}{\partial \theta_T}$, $\frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_T}$, $\frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_P}$ vienen dados en las ecuaciones

$$(3.49) \quad \text{y} \quad \frac{\partial \theta_X}{\partial \theta_T}, \quad \frac{\partial \theta_X}{\partial \phi_T}, \quad \frac{\partial \theta_X}{\partial \phi_P} \quad \text{en las ecuaciones (3.45)}$$

$$LA = \frac{-1}{\cos \lambda_A \sin^2 \theta_X}$$

Para obtener las estimaciones de la desviación standard para el otro plano de falla

$$\lambda_B = \sin^{-1} \left(\frac{\cos \theta_X}{\sin \theta_Y} \right)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \lambda_B}{\partial \theta_T} &= LB \left(\sin \theta_X \sin \theta_Y \frac{\partial \theta_X}{\partial \theta_T} + \cos \theta_X \cos \theta_Y \frac{\partial \theta_Y}{\partial \theta_T} \right) \\ \frac{\partial \lambda_B}{\partial \phi_T} &= LB \left(\sin \theta_X \sin \theta_Y \frac{\partial \theta_X}{\partial \phi_T} + \cos \theta_X \cos \theta_Y \frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_T} \right) \\ \frac{\partial \lambda_B}{\partial \phi_P} &= LB \left(\sin \theta_X \sin \theta_Y \frac{\partial \theta_X}{\partial \phi_P} + \cos \theta_X \cos \theta_Y \frac{\partial \theta_Y}{\partial \phi_P} \right) \end{aligned} \right\} \quad (3.52)$$

$$\text{siendo } LB = \frac{-1}{\cos \lambda_B \sin^2 \theta_Y}$$

3.5.- Parámetros de precisión

Los parámetros ρ_k pueden considerarse como pesos que se asignan a las observaciones de cada terremoto con respecto a la solución regional.

Una vez obtenidas las estimaciones de los parámetros ϵ_L , y por tanto de ρ_k , puede calcularse el $\hat{\epsilon}_{ik}$ que corresponde precisamente a esos valores estimados. Una medida de la precisión de la solución es

$$\sum_{i,k} H(A_{ik} Y_{ik}) \quad (3.53)$$

siendo H la función que se maximizaba, dada por la expresión (3.3.1). A_{ik} son las amplitudes teóricas para esa orientación e Y_{ik} los signos observados en cada estación. A partir de esto se puede definir el parámetro p también llamado proporción de aciertos .

$$p = \frac{\text{número de observaciones correctas}}{\text{total de observaciones}} \quad (3.54)$$

El número de observaciones correctas se obtiene comparando el signo del primer impulso de la onda P en la estación i para el terremoto k , con el signo de la amplitud teórica que corresponde a esa estación para una orientación determinada de los ejes T y P (aquellos que se toman como solución). Cuando ambos signos coinciden esto corresponde a una observación correcta.

Este parámetro p puede calcularse para cada estación

$$P_i = \sum_k P_{ik} \quad (3.55)$$

o bien para cada terremoto

$$P_k = \sum_i P_{ik} \quad (3.56)$$

Si $p = .5$, esto indica una indeterminación total, ya que ello implica que la mitad de las observaciones son correctas y la otra mitad incorrectas. Una solución de los planos de falla que tenga un $p = .5$ no sirve ya que los deja totalmente indeterminados.

Un valor de $p > .75$ se ha considerado que es una buena solución.

Por tanto p , proporción de aciertos, da una indicación acerca de la exactitud de la solución estimada. A este tipo de parámetros es a lo que se ha denominado parámetros de precisión. Lógicamente cuanto mayor sea el valor de p ($0 < p < 1$) tanto mejor será la solución estimada.

Además de este parámetro p , se ha utilizado un test estadístico como otro parámetro de precisión. El test utilizado es el test z definido así:

$$z = \frac{\sum_{i,k} |H(\hat{A}_{ik} - \pi(|\hat{A}_{ik}|))|}{\sum_{i,k} \pi(|\hat{A}_{ik}|) (1 - \pi(|\hat{A}_{ik}|))} \quad (3.57)$$

o lo que es lo mismo

$$z = \frac{\text{proporción de aciertos} - \text{amplitudes teóricas}}{\text{amplitudes teóricas} (1 - \text{amplitudes teóricas})}$$

Lógicamente cuanto menor sea el valor de z tanto mejor es la solución ya que z es la diferencia entre la proporción de aciertos que hay y la que se debería esperar para la orientación solución. En el caso óptimo esta diferencia es 0. Si z tiene un valor negativo esto quiere decir que el valor de las amplitudes teóricas (hay que recordar que están normalizadas a 1) es superior a la proporción de aciertos.

Este test z , también puede calcularse para cada terremoto, para cada estación y para el total.

Por tanto, existe una relación entre los parámetros de precisión p_k y z_k , y las estimaciones de ρ_k , ya que los primeros indican la precisión de la solución regional para cada terremoto y ρ_k es el peso de cada terremoto en la solución regional.

En el apartado siguiente, se indica cómo es posible la división en grupos de terremotos con el mismo tipo de mecanismo regional según los valores de los parámetros de precisión de ρ_k . Concretamente en este estudio se han utilizado valores de ρ_k y p_k , aunque sería análogo el uso de valores de z_k .

3.6.- División en grupos.

Cuando se busca una solución común para un conjunto de terremotos, es posible que no todos ellos correspondan a una única situación de esfuerzos. En este caso el parámetro ρ_k actúa como un peso que se aplica a las observaciones de cada suceso de acuerdo con su consistencia con la solución conjunta. Las observaciones de aquellos terremotos que tienen valores altos de ρ_k corresponden a mecanismos que están de acuerdo con la solución conjunta, mientras que las de aquellos terremotos con valores bajos de ρ_k corresponden a mecanismos distintos del obtenido para todo el conjunto. Por otro lado

podemos calcular la proporción de aciertos ρ_k para las observaciones de cada terremoto, en la solución conjunta.

Estos dos parámetros ρ_k y p_k indican la pertenencia de un terremoto a la solución regional calculada y están relacionados de forma que es posible representar gráficamente ρ_k versus p_k .

Teóricamente, para una proporción de aciertos perfecta, $\rho_k = 1.0$ el valor correspondiente de p_k ha de ser infinito. En ese caso, aquel terremoto que tiene $p_k = 1$, condiciona la solución regional. Si $p_k = .5$, esto significa indeterminación total, ya que implica la mitad de las observaciones correctas y la otra mitad equivocadas. Un terremoto así no debe influir en la determinación del mecanismo regional, y corresponde a un valor de $\rho_k = .0$. Por último, los valores de p_k menores que .5, indican que los ejes P y T determinados usando el mecanismo regional, corresponden a los ejes T y P para el terremoto K. En este caso los valores de ρ_k son negativos. Para aquellos terremotos con un valor alto de p_k , próximo a 1., los valores finales de ρ_k dependen de los valores iniciales dados a ρ_k .

El procedimiento para el cálculo del mecanismo regional de una serie de terremotos mediante el método descrito es el siguiente:

Se procede a determinar el mecanismo focal con los M terremotos de la secuencia. El valor inicial de ρ_k es el mismo para todos los terremotos. La orientación inicial de los ejes T y P arbitraria. El método converge hacia una orientación de los ejes T y P . Normalmente aquellos terremotos con una buena proporción de aciertos, un valor elevado de p_k , les corresponderán valores elevados de ρ_k . Como ya se ha indicado estos valores dependerán de los iniciales de ρ_k . De esta forma, aquellos terremotos con pocas observaciones correctas, p_k pequeño, y por tanto ρ_k también, no afecta a la solución regional.

Estos dos conjuntos de parámetros ρ_k y p_k pueden utilizarse para dividir un grupo de terremotos en subgrupos de acuerdo con la congruencia de sus mecanismos. El parámetro p_k indica la concordancia de los datos de un terremoto con un mecanismo determinado y ρ_k pesa las observaciones de dicho terremoto. Por tanto se pueden utilizar los parámetros p_k o ρ_k como criterio para agrupar los terremotos de acuerdo con su mecanismo.

Un criterio para separar los terremotos en grupos, consiste en fijar un valor umbral de p y formar un grupo con todos aquellos terremotos que para la solución conjunta obtenida, tienen valor de p_k mayor o igual que el umbral fijado. Otra posibilidad consiste en separar los terremotos según sea positivo o negativo su correspondiente valor de ρ_k . Nótese que en esencia se trata del mismo criterio que el de valor umbral de $p=0.5$, ya que si $\rho_k < 0$ debe corresponderle $p_k < .5$.

Con este grupo de terremotos se vuelve a calcular el mecanismo focal a fin de refinar la solución conjunta.

Con los restantes terremotos se vuelve a calcular el mecanismo conjunto, procediéndose de idéntica manera. Así se consigue formar los distintos grupos de terremotos con el mismo mecanismo focal. Al final puede suceder que queden algunos terremotos que

no formen parte de ningún grupo y que tampoco formen un grupo entre ellos, para estos terremotos se calcula el mecanismo focal de forma individual.

La elección del valor umbral de p depende de la calidad de los datos, y en especial del número de observaciones, pudiendo variar entre .7 y .8, lo cual representa entre un 70% y 80% de observaciones correctas. El criterio de separar los terremotos según los valores positivos o negativos de p_k , sólo debe emplearse cuando el número de observaciones sea muy pequeño. Como ya se ha señalado con anterioridad, este criterio implica la formación de grupos según sea $p_k > .5$ o $p_k < .5$ y este es un criterio más amplio que el anterior.

3.7.- Descripción del programa MECSTA.

El método probabilístico antes descrito se ha programado para un ordenador UNIVAC-1100 perteneciente al Centro de Cálculo de la JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR.

El objeto del programa MECSTA es la determinación de la orientación de los ejes principales de esfuerzos y planos de falla a partir del signo del primer impulso de la onda P. Aunque su objetivo principal es la determinación del mecanismo regional de un grupo de terremotos, puede utilizarse para un solo terremoto.

Los datos de entrada necesarios son:

M = número de terremotos que forma el grupo estudiado.

MM = indica si se quiere determinar de forma simultánea el mecanismo regional de más de un grupo de terremotos, entonces $MM = 1$.

En caso contrario $MM = 0$.

EN (K) = identificación de cada terremoto.

N (K) = número de observaciones para cada terremoto.

STN (I,K) = identificación de la estación i para el terremoto k.

PG (I,K) = azimut de la estación i para el terremoto k.

TG (I,K) = ángulo de incidencia en el foco de la estación i
para el terremoto k.

Conviene recordar que este parámetro, ángulo de incidencia en el foco, es uno de los parámetros que presentan más dificultades de cálculo. Para su determinación de (TG, PG) se ha utilizado el programa CASSOL para distancias epicentrales < 250 km. Para distancias superiores se ha utilizado el programa PAPUSI.

P (I,K) = signo del primer impulso de la onda P en la estación i para el terremoto k. Como ya se ha indicado con anterioridad si la lectura efectuada corresponde a una compresión $P = 1$, si es una dilatación $P = -1$.

TT = ángulo complementario del buzamiento del eje T en la solución preliminar.

PT = azimut de eje T.

TP = ángulo complementario del buzamiento del eje P.

PP = azimut del eje P.

Esta orientación preliminar puede ser cualquiera y el programa MECSTA por medio de un proceso iterativo de maximación converge hacia la mejor estimación de T y P.

- FU = sólo tiene un valor distinto de 0 si K5 = 1. En este caso se le asigna un valor comprendido entre 0.5 y 1. Representa aquel valor umbral de p, proporción de aciertos, a partir del cual se van a agrupar los terremotos con el mismo tipo de mecanismo.
- RH0 (K) = valor inicial de un parámetro de precisión, es el peso asignado a cada terremoto. En caso de varios terremotos se asigna el mismo RH0 a todos. Si sólo hay un terremoto RH0 = 1.
- K1 = dibuja sobre el listado la esfera focal para cada terremoto.
- K2 = dibuja sobre el listado la esfera focal con un máximo de 500 observaciones empezando por el primer terremoto.
- K3 = 1 dibuja sobre el listado los ejes XYZPT y la esfera focal.
- K4 = 1 dibuja sobre ploter la esfera focal, ejes XYZPT, planos focales y las observaciones de cada estación.
- K5 = 1 separa aquellos terremotos con un valor de p = FU, forma con ellos un grupo y vuelve a calcular el mecanismo focal del nuevo grupo a fin de obtener una solución más refinada.

En el Apéndice A se incluye un diagrama de flujo del programa MECSTA.

3.8.- Casos teóricos.

A fin de estudiar el comportamiento del método propuesto, se ha aplicado el programa MECSTA a casos teóricos.

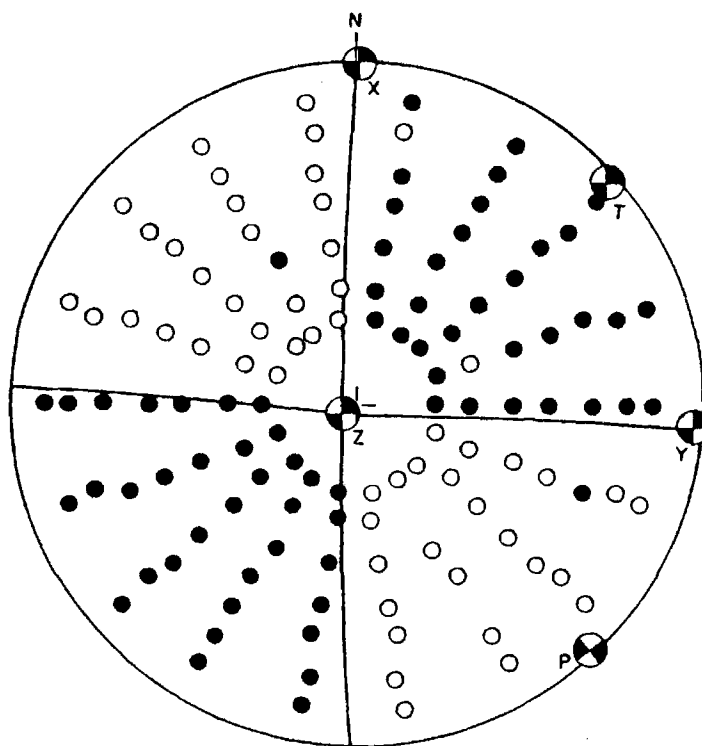
Se han tomado tres casos que obedecen a tres tipos de mecanismo: los correspondientes a fallas de salto en dirección (STRIKE-SLIP), vertical y a fallas normales o invertidas con ángulos de 45° consideradas estas dos como el mismo caso (la única diferencia estriba en que la dirección del movimiento es opuesta en un caso que en otro)

Lo que se pretende es investigar la influencia de la distribución de las estaciones sobre la esfera focal en la solución obtenida. Es evidente que en todos los casos se trata de situaciones ideales, ya que en la práctica difícilmente vamos a encontrarnos con una distribución semejante. El procedimiento empleado ha sido el siguiente: Para cada uno de los tres tipos de mecanismos se supone una distribución de estaciones tal que cubra toda la esfera focal y luego se van eliminando algunas de estas estaciones. Entonces se procede a comparar los resultados obtenidos.

Seguidamente se describen brevemente los casos estudiados.

A.- Mecanismo tipo STRIKE-SLIP.

-Tb1: un total de 126 estaciones, con ángulos de incidencia comprendidos entre 20° y 80° a intervalos de 10° y azimutes tales que cubren toda la esfera focal a intervalos de 20° . En la figura 3.1, se muestra la distribución de estaciones con su signo correspondiente según se lea una compresión o dilatación, así como los planos de falla y los ejes de tensión T y de presión P. El que los ángulos de incidencia tengan valores comprendidos entre 20° y 80° indica que existen estaciones próximas al epicentro (distancia epicentral 0-200 km implica valores del ángulo de incidencia comprendidos entre 80° y 40°) y estaciones lejanas (valores del ángulo de incidencia comprendidos entre



caso TBI

Fig. 3.1 Caso TBI: mecanismo de falla de desgarre con planos de falla verticales y observaciones que corresponden a estaciones lejanas y cercanas.

40° y 20°).

-TB2: de las 126 estaciones del caso anterior se ha eliminado las correspondientes al tercer cuadrante, quedando un total de 91 (figura 3.2), corresponde a estaciones cercanas y lejanas, pero con una laguna en la distribución azimutal.

- SS1: 54 estaciones con ángulos de incidencia comprendidos entre 20° y 40° y distribución azimutal que cubre toda la esfera focal (figura 3.3). En este caso se trata de observaciones sólo a distancias epicentrales grandes.

- SS2: se ha eliminado el tercer cuadrante del caso SS1, quedan 39 estaciones (figura 3.4). Sólo estaciones lejanas y una laguna azimutal.

- SS3: 24 estaciones correspondientes al primer y cuarto cuadrantes del caso SS2. Se han eliminado el segundo y tercer cuadrantes (figura 3.5), la distribución azimutal es muy pobre sin observaciones en dos de los cuatro cuadrantes.

Los resultados específicos para cada uno de estos casos se muestran en la tabla 3.1.

B.- Mecanismo tipo VERTICAL.

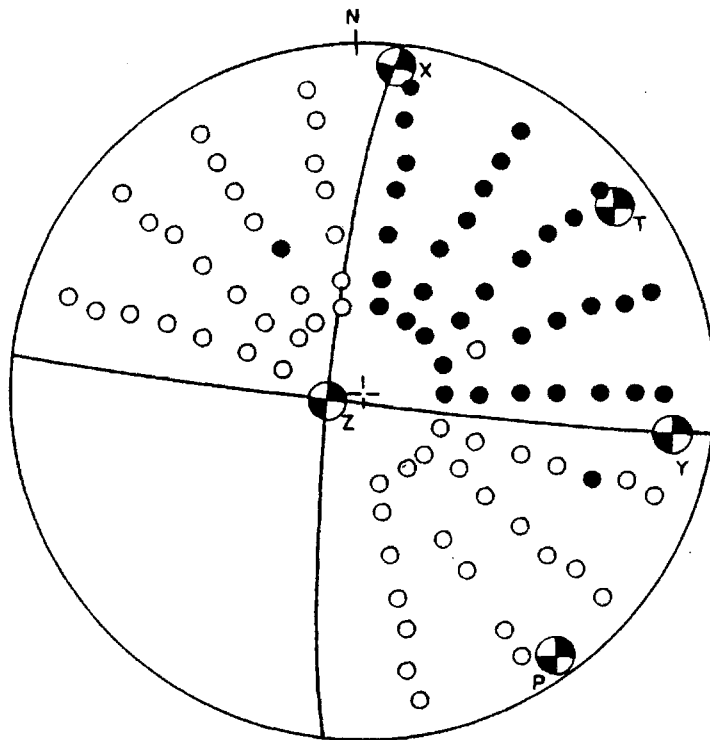
- TA1: 126 estaciones con ángulos de incidencia comprendidos entre 20° y 80° y azimutes que cubren toda la esfera focal (figura 3.6).

- TA2: 98 estaciones, las mismas del caso TA1. Se ha eliminado el segundo cuadrante (figura 3.7) (como TB2).

- TA3: 63 estaciones correspondientes al tercer y cuarto cua-

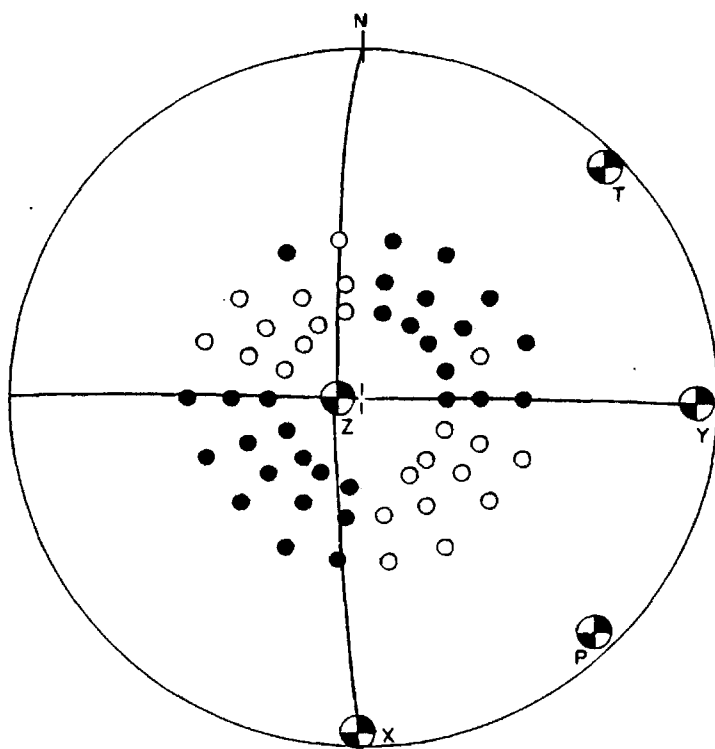
TABLA 3.1

Terremoto	N°observaciones	Orientación final			P
		θ, ϕ	ϕ, δ	λ	
TB1 $20^\circ \leq \theta < 80^\circ$	126	T: $87^\circ \pm 3^\circ$ P: $89^\circ \pm 3^\circ$	$48^\circ \pm 2^\circ$ $138^\circ \pm 2^\circ$.96
		A: $93^\circ \pm 2^\circ$ B: $183^\circ \pm 1^\circ$	$88^\circ \pm 2^\circ$ $87^\circ \pm 3^\circ$	$3^\circ \pm 2^\circ$ $2^\circ \pm 1^\circ$	
TB2 $20^\circ \leq \theta < 80^\circ$	91	T: $87^\circ \pm 6^\circ$ P: $83^\circ \pm 5^\circ$	$142^\circ \pm 4^\circ$ $52^\circ \pm 3^\circ$.96
		A: $98^\circ \pm 3^\circ$ B: $188^\circ \pm 1^\circ$	$88^\circ \pm 5^\circ$ $81^\circ \pm 4^\circ$	$9^\circ \pm 4^\circ$ $2^\circ \pm 5^\circ$	
SS1 $20^\circ \leq \theta < 40^\circ$	54	T: $87^\circ \pm 4^\circ$ P: $86^\circ \pm 4^\circ$	$46^\circ \pm 5^\circ$ $137^\circ \pm 5^\circ$.91
		A: $271^\circ \pm 5^\circ$ B: $181^\circ \pm 1^\circ$	$89^\circ \pm 5^\circ$ $85^\circ \pm 4^\circ$	$5^\circ \pm 4^\circ$ $1^\circ \pm 5^\circ$	
SS2 $20^\circ \leq \theta < 40^\circ$	39	T: $82^\circ \pm 5^\circ$ P: $87^\circ \pm 6^\circ$	$142^\circ \pm 7^\circ$ $52^\circ \pm 7^\circ$.90
		A: $277^\circ \pm 7^\circ$ B: $187^\circ \pm 1^\circ$	$87^\circ \pm 14^\circ$ $82^\circ \pm 5^\circ$	$8^\circ \pm 5^\circ$ $3^\circ \pm 15^\circ$	
SS3 $20^\circ \leq \theta < 40^\circ$	24	T: $89^\circ \pm 38^\circ$ P: $72^\circ \pm 33^\circ$	$326^\circ \pm 33^\circ$ $56^\circ \pm 33^\circ$.88
		A: $100^\circ \pm 230^\circ$ B: $193^\circ \pm 165^\circ$	$76^\circ \pm 14^\circ$ $78^\circ \pm 14^\circ$	$12^\circ \pm 15^\circ$ $14^\circ \pm 16^\circ$	



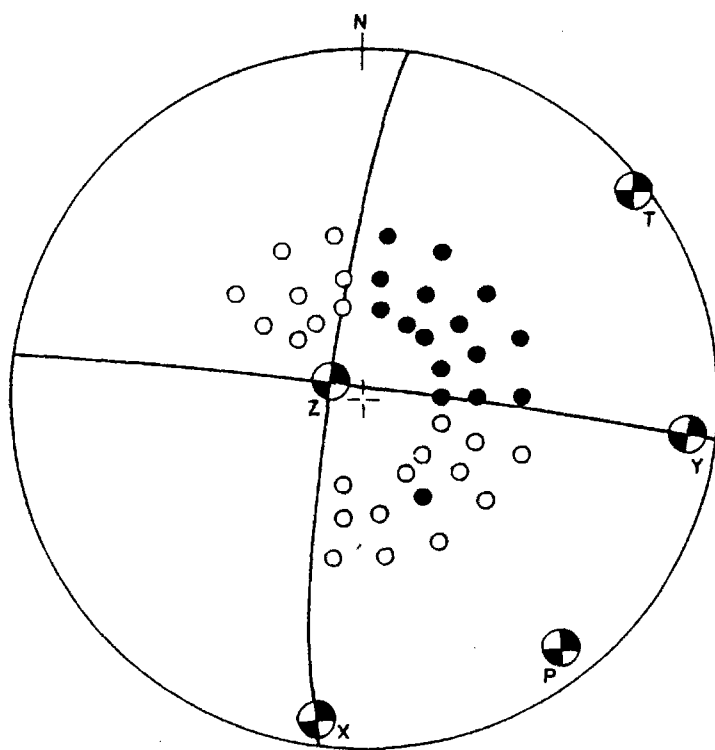
caso TB2

Fig. 3.2 Caso TB2: mecanismo de falla de desgarre con planos de falla verticales y observaciones correspondientes a estaciones lejanas y cercanas, habiéndose suprimido las correspondientes al tercer cuadrante.



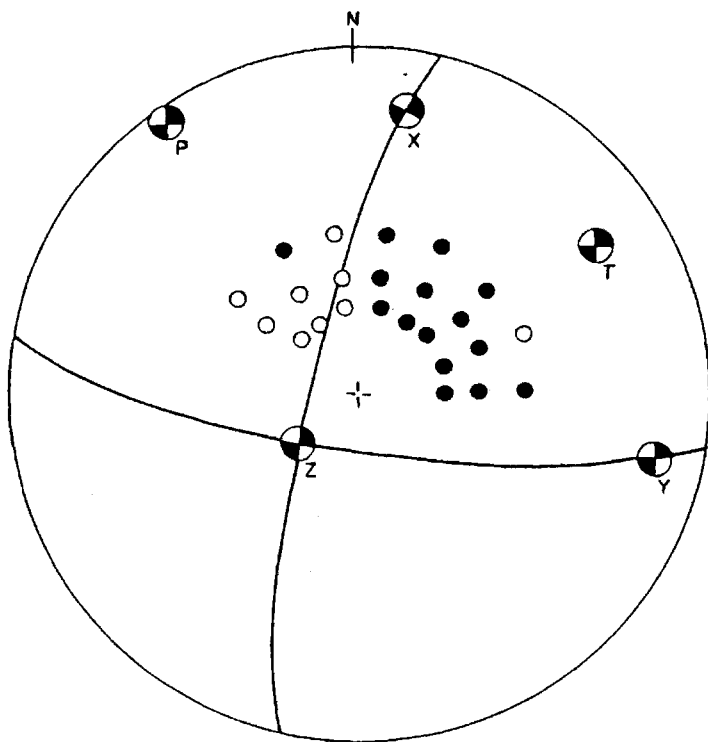
caso SS1

Fig. 3.3 Caso SS1: mecanismo de falla de desgarre con planos de falla verticales y observaciones sólo de estaciones telesísmicas.



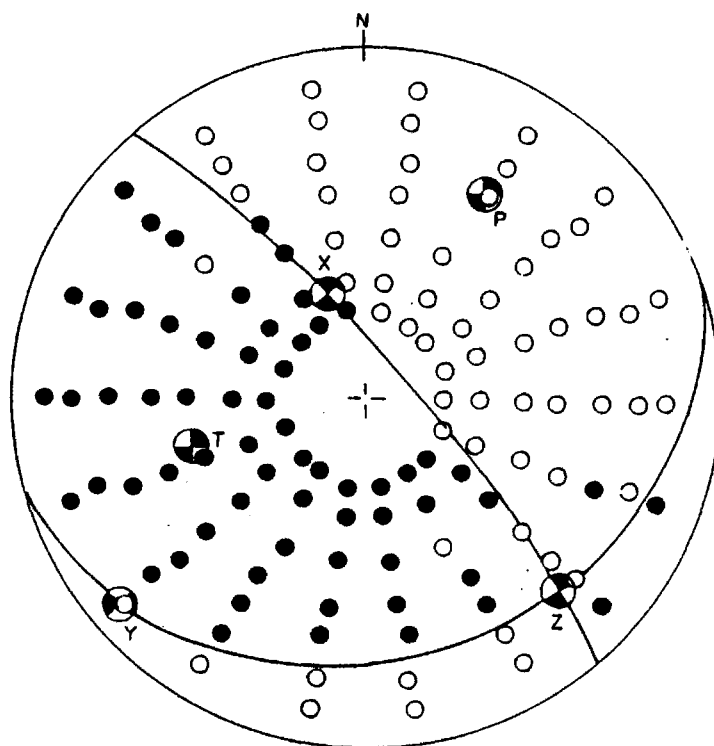
caso SS2

Fig. 3.4 Caso SS2: mecanismo de falla de desgarre con planos de falla verticales y sólo observaciones telesísmicas de las que se ha eliminado el tercer cuadrante.



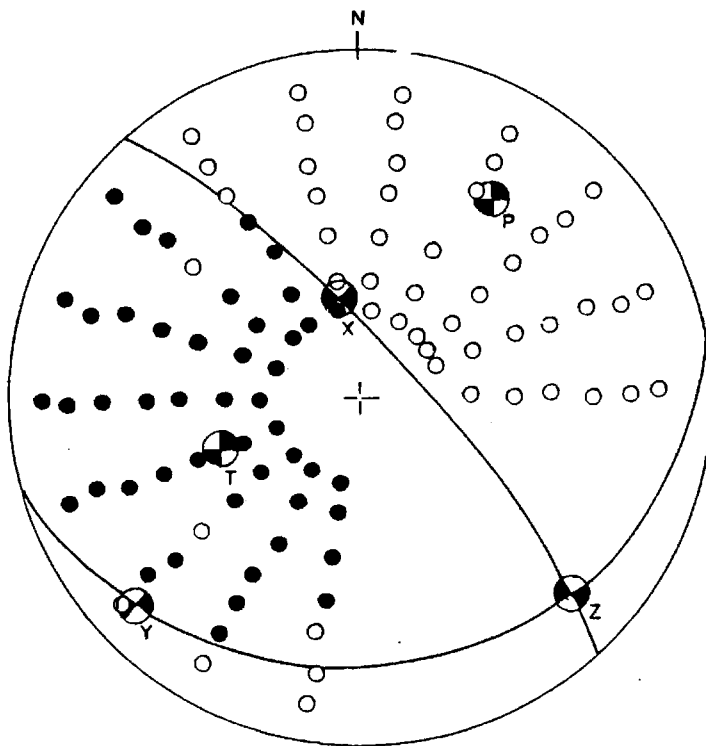
caso SS3

Fig. 3.5 Caso SS3: mecanismo de falla de desgarre con planos de falla verticales y observaciones correspondientes a estaciones telesísmicas sólo del primer y cuarto cuadrante.



caso TAI

Fig. 3.6 Caso TAI: mecanismo de falla de desplazamiento vertical y observaciones correspondientes a estaciones lejanas y cercanas.



caso TA2

Fig. 3.7 Caso TA2: mecanismo de falla de desplazamiento vertical con observaciones correspondientes a estaciones lejanas y cercanas de las que se ha suprimido el segundo cuadrante.

drantes de caso TA1. Se ha eliminado el primero y segundo cuadrantes (figura 3.8)

-VE1: 54 estaciones con ángulos de incidencia comprendidos entre 20° y 40° variando de 10° en 10° y azimutes que cubren los cuatro cuadrantes de la esfera focal (figura 3.9). Es similar a SS1, sólo estaciones lejanas.

-VE2: se ha eliminado el segundo cuadrante (figura 3.10) del caso VE1. Hay un total de 42 estaciones, como SS2.

Los resultados para todos estos casos se dan en la tabla 3.2.

C.- Mecanismo de fallas normales o inversas a 45°.

TK1: un total de 126 estaciones con ángulos de incidencia que varían entre 20° y 80° y azimutes que cubren toda la esfera focal (figura 3.11).

-TK2: 91 estaciones correspondientes al segundo, tercero y cuarto cuadrantes del caso TK1. Se ha suprimido el primer cuadrante (figura 3.12), como TB2.

-TH1: 54 estaciones con ángulos comprendidos entre 20° y 40° y azimutes que cubren la totalidad de la esfera focal (figura 3.13), corresponden a sólo estaciones lejanas.

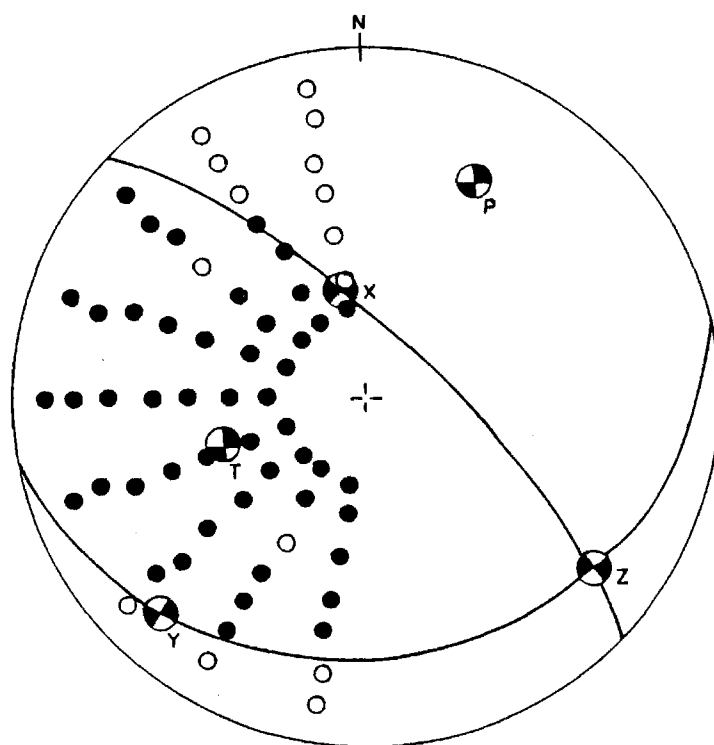
-TH2: Se ha eliminado el primer cuadrante (figura 3.14), quedan un total de 39 estaciones, como SS2.

Los resultados correspondientes a estos casos teóricos se muestran en la tabla 3.3.

El eliminar todo un cuadrante de estaciones puede representar la falta de estaciones en los océanos, lo que origina grandes va

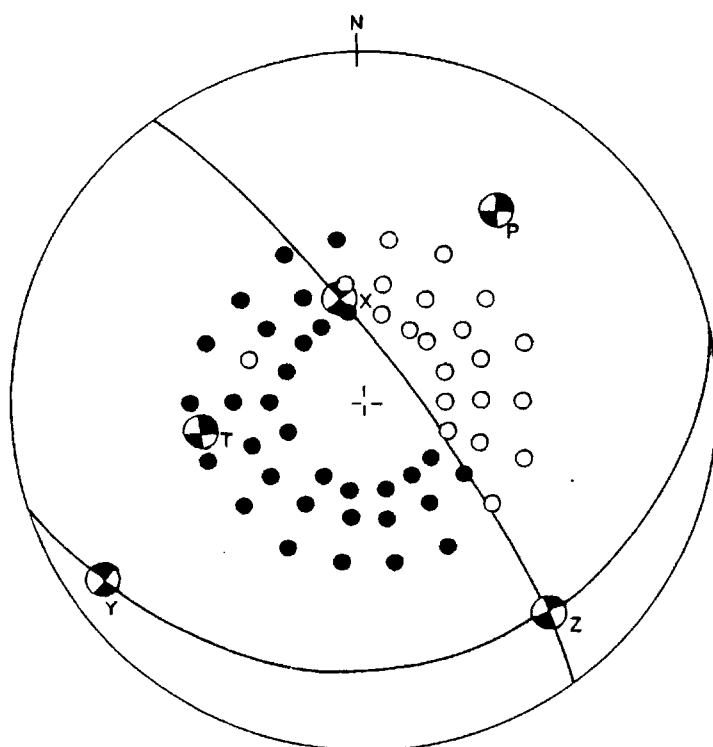
TABLA 3.2

Terremoto	N° observaciones	Orientación final			P
		θ, ϕ	ϕ, δ	λ	
TA1 $20^\circ < \theta < 80^\circ$	126	T: $40^\circ \pm 2^\circ$	$260^\circ \pm 5^\circ$.95
		P: $59^\circ \pm 2^\circ$	$30^\circ \pm 4^\circ$		
		A: $71^\circ \pm 3^\circ$	$26^\circ \pm 1^\circ$	$23^\circ \pm 5^\circ$	
		B: $320^\circ \pm 3^\circ$	$80^\circ \pm 2^\circ$	$65^\circ \pm 1^\circ$	
TA2 $20^\circ < \theta < 80^\circ$	98	T: $61^\circ \pm 4^\circ$	$32^\circ \pm 7^\circ$.98
		P: $36^\circ \pm 4^\circ$	$253^\circ \pm 7^\circ$		
		A: $80^\circ \pm 5^\circ$	$24^\circ \pm 1^\circ$	$34^\circ \pm 9^\circ$	
		B: $318^\circ \pm 6^\circ$	$77^\circ \pm 3^\circ$	$70^\circ \pm 2^\circ$	
TA3 $20^\circ < \theta < 80^\circ$	63	T: $63^\circ \pm 4^\circ$	$26^\circ \pm 8^\circ$.97
		P: $35^\circ \pm 6^\circ$	$251^\circ \pm 10^\circ$		
		A: $77^\circ \pm 7^\circ$	$26^\circ \pm 2^\circ$	$35^\circ \pm 11^\circ$	
		B: $317^\circ \pm 6^\circ$	$75^\circ \pm 4^\circ$	$68^\circ \pm 3^\circ$	
VE1 $20^\circ < \theta < 40^\circ$	54	T: $58^\circ \pm 10^\circ$	$36^\circ \pm 25^\circ$.96
		P: $39^\circ \pm 13^\circ$	$258^\circ \pm 29^\circ$		
		A: $78^\circ \pm 30^\circ$	$24^\circ \pm 6^\circ$	$26^\circ \pm 8^\circ$	
		B: $324^\circ \pm 12^\circ$	$80^\circ \pm 2^\circ$	$69^\circ \pm 6^\circ$	
VE2 $20^\circ < \theta < 40^\circ$	42	T: $57^\circ \pm 5^\circ$	$63^\circ \pm 62^\circ$.96
		P: $33^\circ \pm 9^\circ$	$249^\circ \pm 106^\circ$		
		A: $143^\circ \pm 35^\circ$	$12^\circ \pm 2^\circ$	$78^\circ \pm 118^\circ$	
		B: $335^\circ \pm 52^\circ$	$78^\circ \pm 6^\circ$	$87^\circ \pm 24^\circ$	



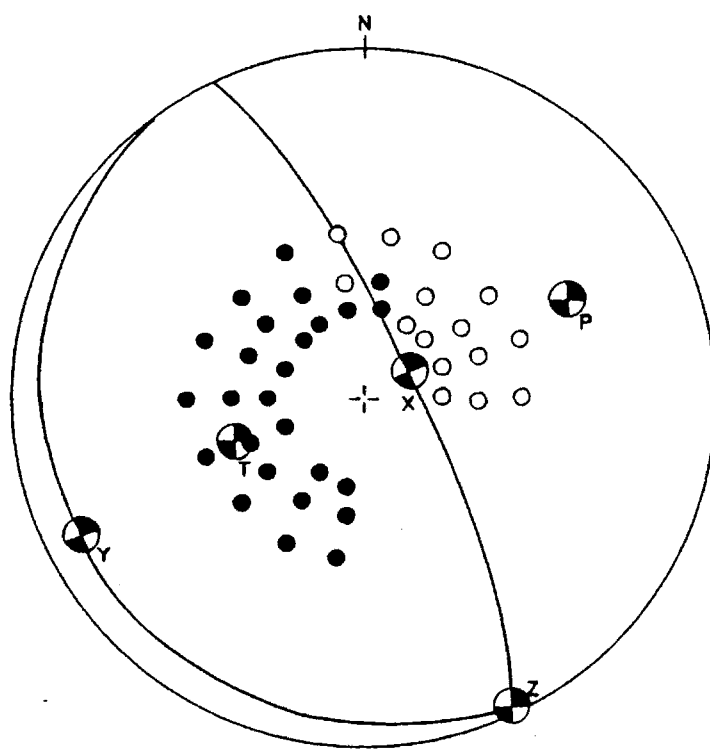
caso TA3

Fig. 3.8 Caso TA3: mecanismo de falla de desplazamiento vertical y observaciones correspondientes a estaciones lejanas y cercanas sólo en el tercer y cuarto cuadrante.



caso VEI

Fig. 3.9 Caso VEI: mecanismo de falla de desplazamiento vertical y con observaciones correspondientes sólo a estaciones telesísmicas.

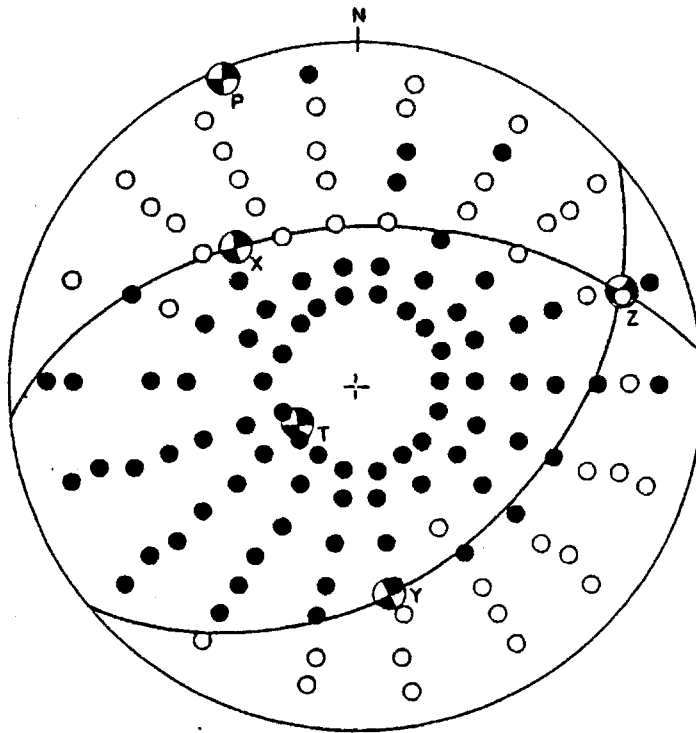


caso VE2

Fig. 3.10 Caso VE2: mecanismo de falla de desplazamiento vertical con observaciones de estaciones tele-sísmicas excepto en el tercer cuadrante.

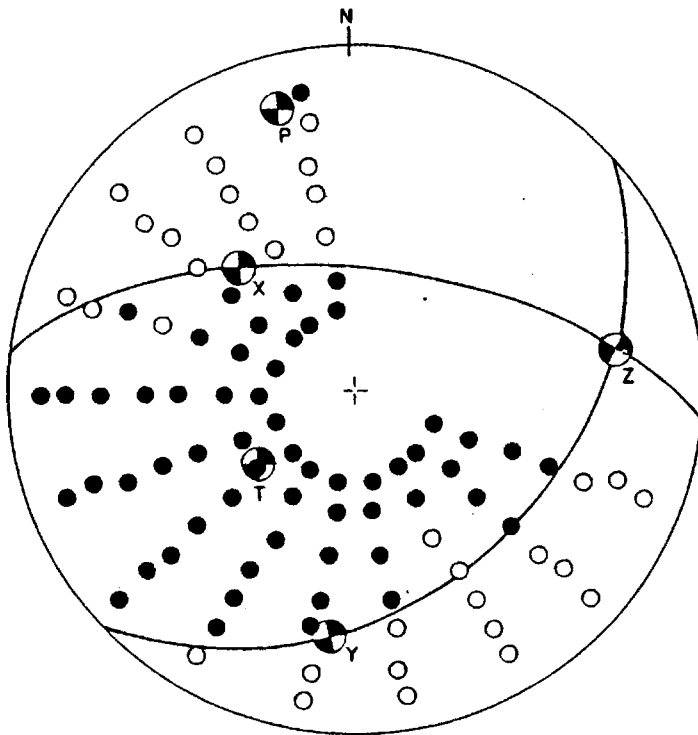
TABLA 3.3

Terremoto	N° observaciones	Orientación final			p
		θ, ϕ	ϕ, δ	λ	
TK1 $20^\circ \leq \theta \leq 80^\circ$	126	T: $19^\circ \pm 5^\circ$	$234^\circ \pm 8^\circ$.92
		P: $86^\circ \pm 3^\circ$	$337^\circ \pm 5^\circ$		
		A: $48^\circ \pm 3^\circ$	$44^\circ \pm 1^\circ$	$63^\circ \pm 9^\circ$	
		B: $264^\circ \pm 5^\circ$	$52^\circ \pm 3^\circ$	$66^\circ \pm 7^\circ$	
TK2 $20^\circ \leq \theta \leq 80^\circ$	91	T: $29^\circ \pm 7^\circ$	$232^\circ \pm 8^\circ$.94
		P: $78^\circ \pm 7^\circ$	$346^\circ \pm 7^\circ$		
		A: $47^\circ \pm 3^\circ$	$40^\circ \pm 2^\circ$	$48^\circ \pm 11^\circ$	
		B: $277^\circ \pm 7^\circ$	$62^\circ \pm 5^\circ$	$61^\circ \pm 6^\circ$	
TH1 $20^\circ \leq \theta \leq 40^\circ$	54	T: $13^\circ \pm 12^\circ$	$246^\circ \pm 22^\circ$.90
		P: $86^\circ \pm 4^\circ$	$353^\circ \pm 21^\circ$		
		A: $70^\circ \pm 20^\circ$	$42^\circ \pm 3^\circ$	$71^\circ \pm 16^\circ$	
		B: $275^\circ \pm 15^\circ$	$50^\circ \pm 4^\circ$	$73^\circ \pm 14^\circ$	
TH2 $20^\circ \leq \theta \leq 40^\circ$	39	T: $17^\circ \pm 16^\circ$	$246^\circ \pm 21^\circ$.95
		P: $88^\circ \pm 5^\circ$	$343^\circ \pm 27^\circ$		
		A: $57^\circ \pm 16^\circ$	$45^\circ \pm 2^\circ$	$66^\circ \pm 24^\circ$	
		B: $269^\circ \pm 27^\circ$	$49^\circ \pm 7^\circ$	$68^\circ \pm 20^\circ$	



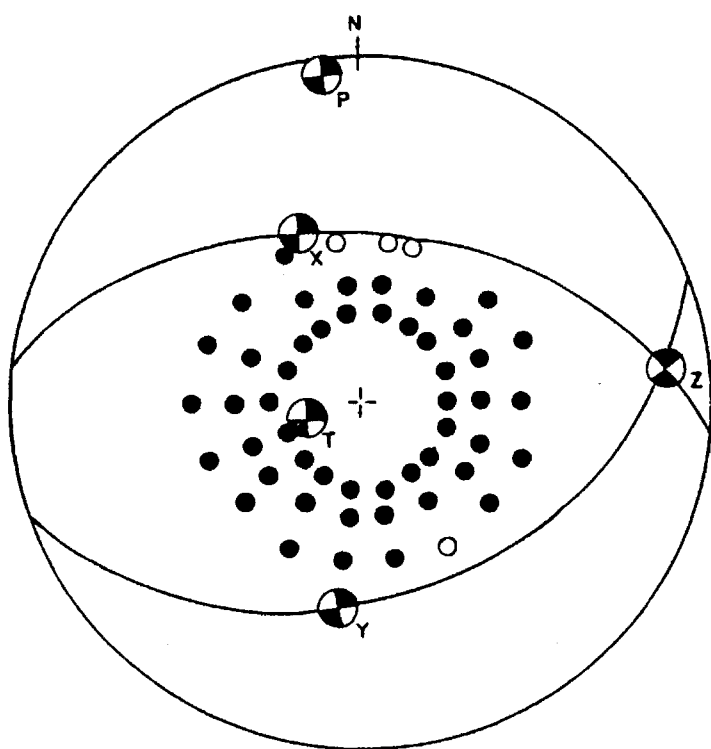
caso TKI

Fig. 3.11 Caso TKI: mecanismo correspondiente a falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones de estaciones cercanas y telesismicas.



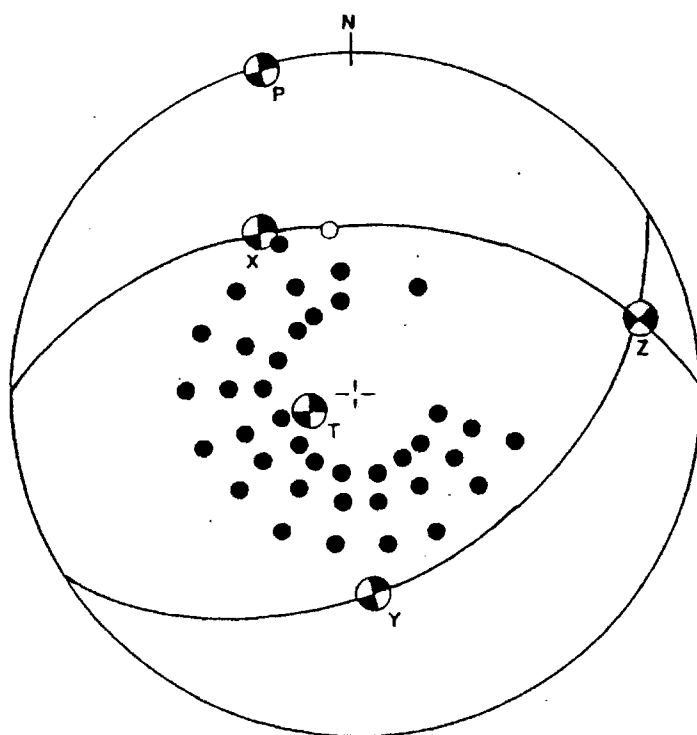
caso TK2

Fig. 3.12 Caso TK2: mecanismo de falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones de estaciones cercanas y telesísmicas excepto en el primer cuadrante.



caso TH1

Fig. 3.13 Caso TH1: mecanismo de falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones correspondientes a estaciones telesísmicas.



caso TH2

Fig. 3.14: Caso TH2: mecanismo de falla inversa con planos de falla a 45° y observaciones sólo de estaciones telesísmicas con ausencia de las mismas en el primer cuadrante.

cios de puntos en la esfera focal. Esta realidad se ha querido reflejar suprimiendo algún cuadrante de observaciones. Sólo para muy pocas regiones epicentrales como pueden ser las de Alaska o islas Kuriles, la distribución mundial de estaciones es tal que queda cubierta prácticamente toda la esfera focal.

RESULTADOS.

Comprando las tablas 3.1, 3.2 y 3.3 pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- A igualdad numérica de estaciones, el tipo de mecanismo que queda mejor determinado es el de strike-slip (TBl o SS1). Basta comparar los resultados de las tablas 3.1, 3.2 y 3.3. Para un total de 126 observaciones, para un mecanismo de falla de desgarre se obtienen unas estimaciones de las desviaciones estandard de 3° (TBl) mientras que para una falla vertical son de 5° y para una normal o invertida 8°.

Si disminuyen el número de observaciones a 54 (SS1) aumenta el valor de las estimaciones de las desviaciones estandard, pero sigue siendo el mecanismo de falla de desgarre el que queda mejor determinado: 5° frente a 25° para un mecanismo de falla vertical (VE1) o 18° para una falla normal o inversa.

- Para un mismo tipo de mecanismo a mayor densidad de estaciones mejor es la solución obtenida. Si comparamos por ejemplo, el TBl y SS1, para un mismo valor del parámetro p ($p=.96-.98$) las estimaciones de las desviaciones estandard aumentan al disminuir el número de puntos; pasan de tener valores de (3°) a (6°). En el caso del mecanismo correspondiente a una fractura vertical aún adoptan valores más elevados: 4° en TAL frente a 7° en VE1.

Al utilizar sólo datos telesísmicos, en el caso de fallas de

desgarre o salto en dirección, tanto el rumbo como el buzamiento quedan bien definidos. Para fallas normales o inversas a 45° de inclinación, los buzamientos están bien definidos y los rumbos mal. En las fallas verticales, el plano vertical está bien definido, tanto en rumbo como en buzamiento, mientras que en el plano horizontal sólo queda bien definido el buzamiento.

- Al eliminar todo un cuadrante de estaciones de la esfera focal aumenta la indeterminación de los planos de falla. Los valores menores corresponden al caso de un mecanismo de strike-slip, siendo mayores en el caso de mecanismos verticales normales o inversos, estando esto de acuerdo con lo dicho anteriormente.

- En TB2 se ha eliminado el tercer cuadrante llevando esto consigo un aumento en las estimaciones de las desviaciones estandar que aumentan de 3° a 6° . Si se considera el caso en que sólo hay estaciones lejanas ($20^\circ \leq \theta \leq 40^\circ$) SS2, estos valores aún son más elevados, del orden de 7° , si además se suprime el segundo cuadrante, entonces aún manteniendo un valor de p elevado ($p=.88$) las estimaciones de las desviaciones estandar son ya considerables 30° .

- En TA2 se ha procedido de la misma manera, en este caso se trata de un mecanismo correspondiente a una falla vertical; también quedan peor determinados los planos de falla pasando de valores de las estimaciones de σ de 4° a 7° . El hecho de eliminar un cuadrante con $20^\circ \leq \theta \leq 40^\circ$ (VE2) hace que sean mayores los valores de σ aún manteniendo una proporción de aciertos similar ($p=.95$).

- Lo mismo puede decirse del mecanismo tipo normal o invertido a 45° , aunque si bien al quedar peor determinados los planos de falla, valores de $\sigma = 5^\circ$ y 10° para observaciones telesísmicas, al suprimir algún cuadrante de observaciones (TK2, TH2) son mayores las estimaciones de las desviaciones estandar (7° y 20° respectivamente).

Por tanto de todo esto puede concluirse:

- Al determinar los planos de falla de un terremoto es más importante la distribución de estaciones sobre la esfera focal que el número de las mismas.

- Al disminuir el número de puntos aumentan los valores de las estimaciones de las desviaciones estandard.

- De los tres tipos de mecanismos estudiados el que queda mejor determinado es el correspondiente a una falla de desgarre o de salto en dirección (strike-slip).

- Para fallas normales o invertidas a 45° de inclinación con sólo datos telesísmicos, los buzamientos quedan bien definidos ($\sigma_\theta \sim 4^\circ$) pero no así los rumbos de las fallas ($\sigma_\phi \sim 15^\circ$).

- En fallas verticales el rumbo del plano horizontal queda mal definido ($\sigma_\phi \sim 30^\circ$), mientras que el plano vertical queda bien definido ($\sigma_\phi \sim 10^\circ$, $\sigma_\theta \sim 2^\circ$).

- En fallas verticales de salto en dirección tanto los buzamientos como los rumbos de los planos de falla quedan bien definidos ($\sigma_\phi \sim 3^\circ$, $\sigma_\theta \sim 4^\circ$).

4. RESULTADOS PARA TERREMOTOS CERCANOS.

Ya se ha mencionado las dificultades que presenta la correcta determinación de θ , ángulo de incidencia en el foco, cuando se trata de terremotos cercanos. Presentaremos dos métodos para efectuar este cálculo.

4.1.a.- Determinación de θ a partir de un modelo de corteza de capas planas.

Supongamos un modelo de corteza como el de la figura 4.1. Está constituido por capas planas de velocidades v_1 , v_2 y v_3 y espesores H_1 , H_2 e infinito respectivamente. Supongamos que el foco está situado en la capa v_1 a profundidad h conocida y que se cumple que $v_1 < v_2 < v_3$.

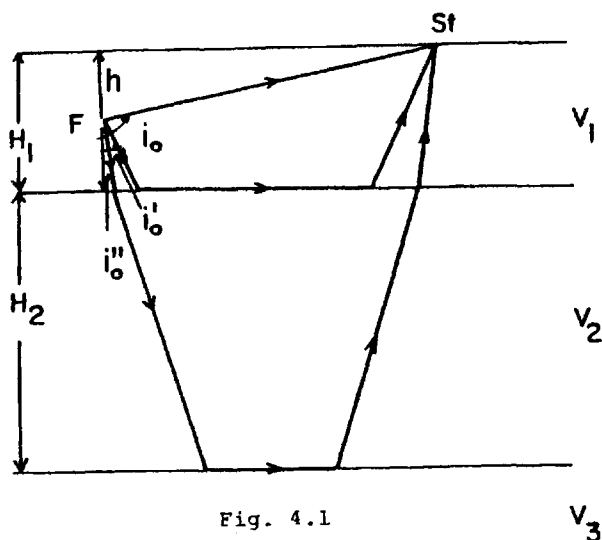


Fig. 4.1

En primer lugar habrá que determinar la distancia crítica x_c , para la onda refractada crítica en la capa H_1 y x'_c para H_2 (por distancia de corte se conoce a aquella distancia a la cual llegan al mismo tiempo el rayo directo y el refractado).

El cálculo del ángulo de incidencia variará según el valor de la distancia epicentro estación.

- Si Δ (distancia epicentro-estación) está comprendida entre 0 y x_c (km), llega primero el rayo directo. Por tanto

$$\theta = i_o = 180 - \alpha \quad (4.1)$$

siendo

$$\alpha = \text{tg}^{-1} (h) \quad (4.2)$$

- Si $x_c < \Delta < x'_c$, el θ para esas distancias, el ángulo de incidencia será el ángulo crítico para esa capa y se determina a partir de la ley de Snell

$$\frac{\text{sen } i'_o}{v_1} = \frac{\text{sen } 90}{v_2} \quad \theta = i'_o = \text{sen}^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) \quad (4.3)$$

- Si $x'_c \leq \Delta$, el ángulo de incidencia será el ángulo crítico para la segunda capa

$$\theta = i'_o = \text{sen}^{-1} \left(\frac{v_2}{v_3} \right) \quad (4.4)$$

La distancia de corte x_c se calcula igualando el tiempo de recorrido del rayo directo y del refractado.

En el caso de que el foco se encuentre en la capa H_2 , se procede de forma idéntica pero situando ahora el foco en la segunda ca pa.

Resulta obvio la importancia que tiene el conocimiento de la profundidad de un terremoto en el cálculo del ángulo de incidencia.

4.1.b.- Determinación de θ a partir de un modelo de corteza de velocidad variable con la profundidad.

Supongamos ahora un modelo de corteza tal que la velocidad del rayo varía con la profundidad de forma lineal

$$v = v_0 + kz \quad \text{siendo } v_0 = \text{velocidad en la superficie} \\ k = \text{constante} \quad (4.5) \\ z = \text{profundidad}$$

Como es bien sabido, la trayectoria del rayo para este tipo de distribución es una circunferencia con centro a una distancia v_0/k por encima de la superficie. A partir de ahí se puede deducir la profundidad de la corteza que viene dado por

$$h = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + \left(\frac{v_0}{k}\right)^2} - \frac{v_0}{k} \quad (4.6)$$

siendo x la distancia entre la estación S y el foco F , supuesto éste en la superficie.

Normalmente el foco de un terremoto no va a estar en la superficie sino a una profundidad z conocida. Para calcular el ángulo de incidencia θ basta emplear la ecuación (1) pero en este caso no es posible determinar h a partir de la ecuación (3). Veamos cómo se puede calcular θ ahora.

Sea Δ la distancia epicentro-estación y x la distancia desde el epicentro E al centro de la circunferencia C (figura 4.2).

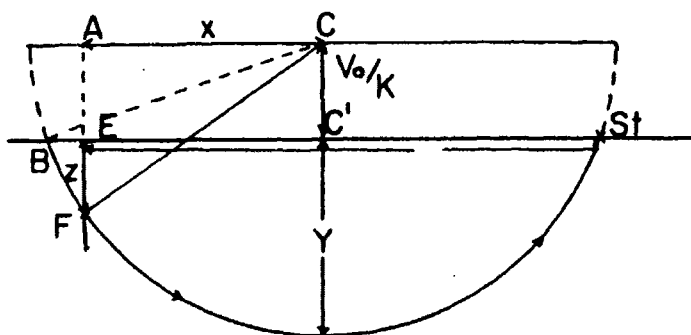


Fig. 4.2

De acuerdo con la ecuación (1), el ángulo de incidencia θ será:

$$\theta = \sin^{-1} \left(\frac{v_0/k + z}{v_0/k + Y} \right) \quad (4.7)$$

El radio de la circunferencia r será:

$$r = \frac{v_0}{k} + Y \quad (4.8)$$

En la figura 4.1.3 se cumple que:

$$\begin{aligned} \overline{CF}^2 &= r^2 = \overline{AC}^2 + \overline{AF}^2 \\ \overline{CB}^2 &= r^2 = \overline{CC'}^2 + \overline{BC'}^2 \end{aligned} \quad (4.9)$$

Sustituyendo cada expresión por su valor

$$\left(\frac{v_o}{k} + Y\right)^2 = \left(\frac{v_o}{k} + z\right)^2 + x^2$$

El despejar Y de este sistema es inmediato, obteniéndose

$$\left(\frac{v_o}{k} + Y\right)^2 = \left(\frac{v_o}{k}\right)^2 + (\Delta - x)^2$$

$$Y = \sqrt{\left(\frac{\Delta^2 + 2z \frac{v_o}{k} + z^2}{2\delta}\right)^2 + \left(\frac{v_o}{k}\right)^2} - \frac{v_o}{k} \quad (4.10)$$

Sustituyendo en (10) se obtiene para cada estación (Δ y z se conocen) el ángulo de incidencia θ .

Supongamos que ahora se trata de una estación muy próxima al foco de un terremoto de forma que el rayo que llega a la estación es el que sale hacia arriba, es decir, por el hemisferio superior de la esfera focal (figura 4.3).

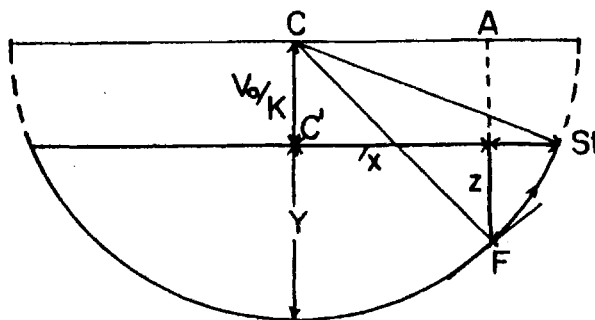


Fig. 4.3

En este caso se puede escribir

$$\begin{aligned}\overline{CF}^2 &= r^2 = \overline{AF}^2 + \overline{CA}^2 \\ \overline{CS}^2 &= r^2 = \overline{CC'}^2 + \overline{C'S}^2\end{aligned}\tag{4.11}$$

Sustituyendo cada expresión por su valor, queda:

$$\begin{aligned}\left(\frac{v_o}{k} + y\right)^2 &= \left(\frac{v_o}{k}\right)^2 + (x + \Delta)^2 \\ \left(\frac{v_o}{k} + y\right)^2 &= \left(\frac{v_o}{k} + z\right)^2 + x^2\end{aligned}\tag{4.12}$$

Donde Δ y x tienen el mismo significado que en el caso anterior
Despejando y del sistema:

$$y = \sqrt{\left(\frac{z^2 + 2z \frac{v_o}{k} + \Delta^2}{2 \Delta}\right)^2 + \left(\frac{v_o}{k}\right)^2} - \frac{v_o}{k} \tag{4.13}$$

Esta expresión es la misma que la que se obtuvo para el caso anterior. Hay que tener en cuenta que según el criterio empleado para medir θ , ahora θ es negativo. Estos ángulos negativos corresponden a puntos situados sobre la semiesfera focal superior. Hay que proyectarlos sobre la semiesfera inferior para el cálculo del mecanismo.

4.2.- Aplicación a datos observados.

El método desarrollado para el cálculo del mecanismo focal regional, se ha aplicado a tres grupos de terremotos cerca

nos. En todos los casos se trata de terremotos cercanos ya que las distancias epicentro-estación son iguales o inferiores a 200 km, si bien se trata de tres grupos distintos de datos.

El primero de los casos estudiados corresponde a un grupo de terremotos obtenidos en una campaña de microsismicidad en el Pirineo, el segundo caso lo forman las réplicas del terremoto de Lorca (Murcia) de 6 de Junio de 1977 y el último grupo de datos lo constituyen una serie de réplicas en la zona de Mammoth Lakes, en California.

4.2a.- Pirineos.

Los datos utilizados proceden de una campaña de microsismicidad realizada en Noviembre de 1978 en la región de Arette por el Instituto de Física del Globo de París, el Laboratorio de Geofísica Interna de Grenoble y el Instituto Geográfico Nacional de Madrid.

Se han seleccionado 29 terremotos entre unos 150 registrados durante la campaña, en un área que abarca desde $42^{\circ} 50' N$ a $43^{\circ} 10' N$ y desde $0^{\circ} 30' W$ a $1^{\circ} 00' W$. El criterio seguido para seleccionar los terremotos utilizados en el presente estudio, ha sido elegir sólo aquellos que se registraron como mínimo en 10 estaciones. El número máximo de estaciones es de 23. La magnitud de los terremotos oscila entre 0.5 y 2.8. La duración de la campaña fue de un mes. En la figura 4.4 se muestra el área estudiada, así como los epicentros de los terremotos seleccionados y las localizaciones de las estaciones. En la tabla 4.1 se da las

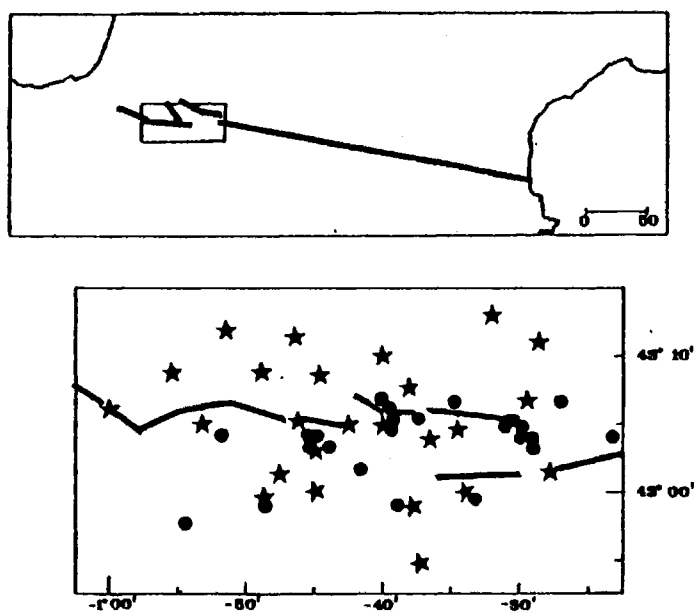


Fig. 4.4 Distribución espacial de epicentros de los terremotos de Pirineos, representados por medio de círculos, y de estaciones, representadas por medio de estrellas.

TABLA 4.1

Terremoto n°	Fecha	Hora	Latitud N.	Longitud W	Profundi- dad (Km)	Magni- tud
01	07-11-78	00 03 08.81	43°01.77'	00 41.42	00.50	0.3
02	07-11-78	10 00 48.69	42°59.21'	00 11.13	01.30	1.8
03	07-11-78	19 43 09.37	43°06.11'	00 39.48	14.22	0.7
04	08-11-78	03 12 44.21	43°04.13'	00 52.43	3.67	0.7
05	08-11-78	19 46 19.88	43°05.44'	00 39.33	10.41	1.7
06	09-11-78	05 05 32.87	43°06.41'	00 26.91	1.29	1.5
08	16-11-78	12 50 45.57	43°04.53'	00 40.21	7.24	0.5
09	18-11-78	02 36 20.58	43°04.01'	00 30.81	3.57	1.0
10	18-11-78	02 43 17.40	43°04.21'	00 31.05	3.48	1.2
11	18-11-78	18 10 05.48	43°05.20'	00 39.54	9.24	0.6
12	18-11-78	18 57 27.61	42°59.38'	00 38.74	3.76	1.3
13	19-11-78	11 32 04.71	43°03.71'	00 45.02	3.05	2.8
14	20-11-78	02 17 51.68	43°04.93'	00 31.78	7.51	1.5
15	20-11-78	07 18 10.06	43°03.87'	00 45.35	2.47	2.2
16	21-11-78	08 14 05.53	43°03.93'	00 22.97	10.45	2.5
17	21-11-78	22 07 51.77	43°03.93'	00 45.50	1.07	1.8
18	22-11-78	17 00 48.28	43°03.95'	00 45.17	2.65	0.7
19	22-11-78	19 33 13.83	43°03.86'	00 45.18	1.97	0.7
20	23-11-78	05 13 20.19	42°57.81'	00 54.58	6.54	1.0
21	23-11-78	18 58 23.46	43°03.84'	00 29.21	1.96	1.8
30	24-11-78	10 29 28.35	42°59.55'	00 33.20	0.71	1.0
22	24-11-78	12 46 22.73	42°43.22'	00 31.31	5.05	1.6
23	24-11-78	22 56 13.25	43°06.75'	00 40.01	13.16	1.1
24	25-11-78	15 08 31.88	43°03.78'	00 30.49	2.71	1.7
25	27-11-78	14 05 33.42	43°04.07'	00 30.06	2.77	1.4
26	28-11-78	01 26 02.20	43°05.29'	00 37.27	8.51	0.9
27	28-11-78	05 07 07.01	43°03.22'	00 44.19	1.91	1.4
28	29-11-78	14 32 26.13	43°06.52'	00 34.78	1.45	1.0
29	01-12-78	06 02 23.84	43°04.05'	00 29.11	3.79	2.3

fechas de ocurrencia de los terremotos, coordenadas de los epicentros, magnitud, profundidad del foco en kilómetros y un número de orden que se ha asignado a cada terremoto. En la tabla 4.2 se dan las coordenadas de las estaciones en funcionamiento durante la campaña.

Las distancias epicentro-estación son iguales o inferiores a 60 km, se trata pues de terremotos cercanos. Para determinar el ángulo de incidencia en el foco, θ , se ha usado un modelo de corteza de capas planas obtenido a partir de los perfiles sísmicos profundos realizados en la zona en Septiembre de 1978 (Explosion Seismology Group Pyrenées, 1980). En la figura 4.5 se muestra el modelo utilizado.

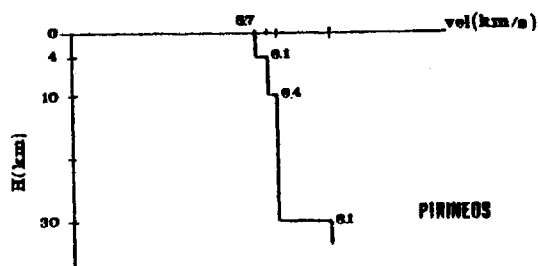


Fig. 4.5

Al tratarse de distancias cortas, al proyectar las estaciones sobre la esfera focal, la mayor parte de las observaciones quedan en el borde de la misma, esto hace que queden mal definidos los planos de falla según se vió en el apartado 3.

TABLA 4.2

Estación	Latitud N.	Longitud W.
ARE	43° 5.17'	0 42.17'
ESC	43° 4.71'	0 34.48'
MAD	43° 8.77'	0 49.17'
ISS	43° 1.67'	0 47.72'
BDH	43° 6.16'	1 00.70'
LHE	42°54.78'	0 37.28'
SPE	43°10.83'	0 40.34'
FLO	43°06.70'	0 29.58'
MAU	43°12.15'	0 51.42'
AUS	43°08.71'	0 55.48'
ETC	43°04.96'	0 53.32'
FST	43°13.15'	0 52.18'
ASA	43°07.77'	0 37.93'
LOU	43°02.50'	0 40.11'
BED	43° 0.06'	0 34.16'
SEN	42°59.54'	0 48.72'
SOU	43°08.45'	0 44.85'
AYD	43°05.37'	0 46.28'
BEC	43°11.08'	0 28.64'
CH2	43°00.65'	0 45.07'
BAR	43°11.41'	0 46.41'
ATH	42°59.19'	0 38.16'
BIE	43°01.53'	0 27.82'
TUN	43°03.98'	0 36.55'
CHI	43°00.84'	0 45.06'

4.2.1.- Resultados.

De acuerdo con el método descrito, se ha procedido a determinar el mecanismo regional para los terremotos del Pirineo. Se ha partido de unos valores arbitrarios para los ejes T y P, dando el mismo peso inicial a todos los terremotos, $\rho_k = 6$.

Los valores que se obtienen mediante la utilización del programa MFCSTA para los ejes de esfuerzos y las estimaciones de las desviaciones estandard son:

	θ	ϕ
T:	$89^\circ \pm 4^\circ$	$158^\circ \pm 3^\circ$
P:	$3^\circ \pm 8^\circ$	$271^\circ \pm 100^\circ$

El total de observaciones es de $N = 390$. $F = -\log L$ (ver capítulo 3) pasa de un valor inicial de 1039 a valer 227.

El valor final de p (proporción de aciertos) es de .56. Este valor tan bajo indica que hay más de un grupo de terremotos con diferente mecanismo focal.

En la figura 4.6 se han dibujado los valores de ρ_k frente a p_k . La primera de estas figuras corresponde a la solución obtenida para los 29 terremotos. La línea a trazos separa aquellos terremotos con un valor de p_k mayor o menor que .7. Este ha sido el valor umbral elegido para determinar si un terremoto pertenece o no a la solución regional determinada. Con los terremotos con un valor de $p_k > .7$, se ha formado el primer grupo, grupo I, constituido por un total de 7 terremotos. El mecanismo focal representado en la figura 4.6a corresponde a la solución obtenida utilizando sólo estos 7 terremotos. Esto lo realiza el programa de forma automática. Con los 22 terremotos restantes se ha vuelto a calcular el mecanismo regional. La figura 4.6b representa los valores de ρ_k frente a p_k los 22 terremotos. Ocho

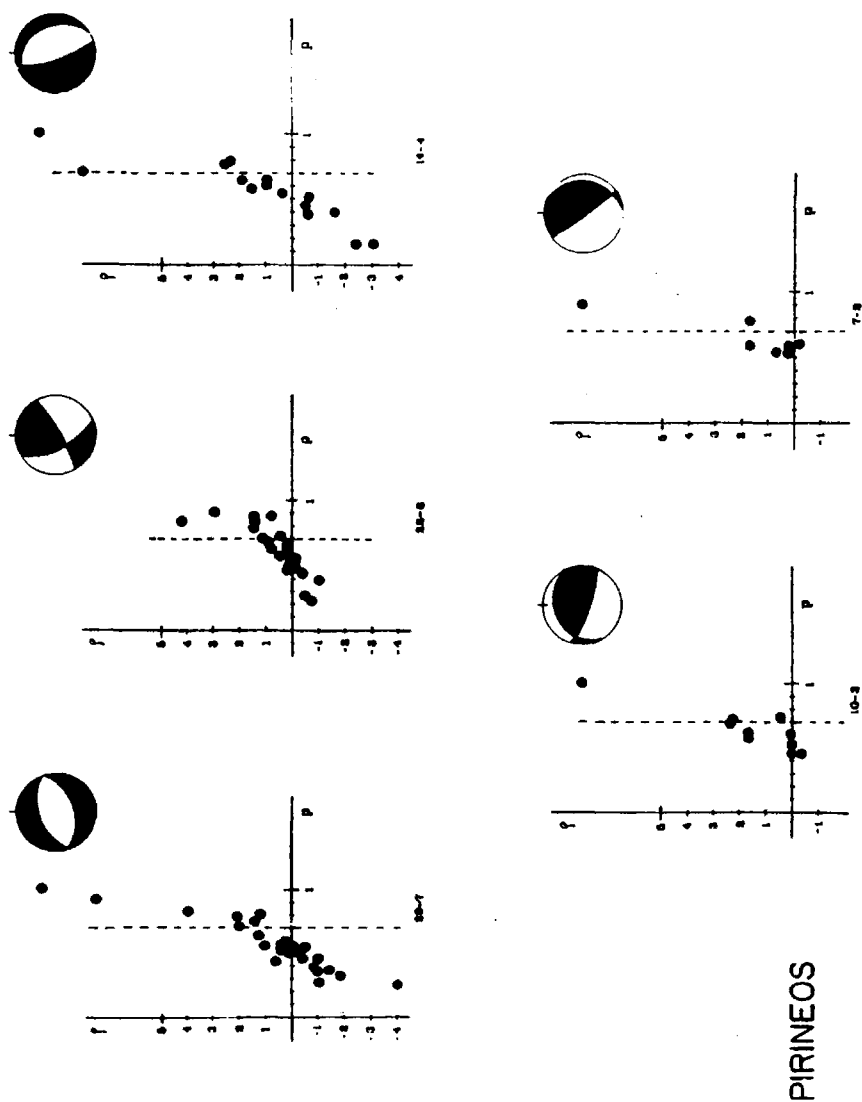


Fig. 6.4 Valores de ρ_k versus p_k de Pirineos: formación de los grupos I, II, III, IV y V.

de ellos tienen un valor de $p_k \geq .7$ y con ellos se ha formado el grupo II, figura b. Se ha procedido de forma análoga con los 14 terremotos restantes, formándose el grupo III compuesto por 4 terremotos (figura c). Así se ha proseguido, formándose dos grupos más: el IV (figura d) con 3 terremotos y el V (figura e) con 2 terremotos. La secuencia seguida se muestra en la figura 4.6. Al final quedaron cinco terremotos que no formaban parte de ningún grupo y tampoco se pudo formar un grupo con ellos.

En la tabla 4.3 se indican los valores obtenidos para los ejes T y P para los planos de falla de los cinco grupos, así como las estimaciones de las desviaciones estándar de los mismos. También se indican el número de observaciones de cada grupo, valor total de p, y terremotos que integran cada grupo, haciendo uso para ello del número de orden asignado a cada terremoto en la tabla 4.1.

En la figura 4.7 se ha representado la distribución espacial de epicentros y los distintos mecanismos focales a que pertenece cada terremoto. No se ha representado los mecanismos focales de los cinco terremotos que no forman ningún grupo.

El mecanismo focal del grupo I (7 terremotos) corresponde a una falla normal con eje de tensión T horizontal y eje de presión vertical. El elevado valor en la estimación de la desviación estándar de ϕ_p (77°) es debido precisamente a la verticalidad de este eje. La orientación de los planos de falla es en dirección ENE-WSW.

El grupo II con un total de 8 terremotos representa el movimiento de una falla de desgarre, con ejes de tensión y presión casi horizontales. Las estimaciones de las desviaciones estándar son pequeñas, del orden de 8° . La orientación de los planos de falla es en dirección NE-SW y NW-SE. De los dos planos uno es vertical (el orientado en dirección NE-SW).

Los mecanismos de los tres grupos restantes, III, IV y V,

TABLA 4.3

Grupo	Total observaciones	P	θ	T	\uparrow	θ	P	θ
I	79	.82	$89^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$158^{\circ} \pm 6^{\circ}$		$3^{\circ} \pm 7^{\circ}$		$271^{\circ} \pm 24^{\circ}$
II	125	.81	$70^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$14^{\circ} \pm 6^{\circ}$		$74^{\circ} \pm 8^{\circ}$		$110^{\circ} \pm 5^{\circ}$
III	58	.78	$60^{\circ} \pm 2^{\circ}$	$242^{\circ} \pm 10^{\circ}$		$31^{\circ} \pm 2^{\circ}$		$76^{\circ} \pm 16^{\circ}$
IV	35	.83	$33^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$42^{\circ} \pm 2^{\circ}$		$63^{\circ} \pm 11^{\circ}$		$184^{\circ} \pm 19^{\circ}$
V	32	.84	$42^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$53^{\circ} \pm 6^{\circ}$		$48^{\circ} \pm 1^{\circ}$		$237^{\circ} \pm 5^{\circ}$

Grupo	A.	PLANOS			NODALES			
		ϕ	δ	λ	B:	ϕ	δ	λ
I	1,2,6, 11,20 28,30	250° <u>±</u> 8°	44° <u>±</u> 4°	87° <u>±</u> 10°		65° <u>±</u> 12°	46° <u>±</u> 7°	87° <u>±</u> 8°
II	8,15,13 17,18,24 25,26	153° <u>±</u> 6°	64° <u>±</u> 5°	3° <u>±</u> 14°		62° <u>±</u> 5°	88° <u>±</u> 12°	26° <u>±</u> 5°
III	5,21 22,27	330° <u>±</u> 10°	15° <u>±</u> 1°	79° <u>±</u> 9°		162° <u>±</u> 12°	75° <u>±</u> 2°	87° <u>±</u> 7°
IV	3,4,29	238° <u>±</u> 14°	24° <u>±</u> 1°	43° <u>±</u> 11°		108° <u>±</u> 14°	74° <u>±</u> 3°	72° <u>±</u> 4°
V	14,16	8° <u>±</u> 17°	4° <u>±</u> 1°	48° <u>±</u> 18°		145° <u>±</u> 5°	87° <u>±</u> 1°	88° <u>±</u> 1°

Los números de los terremotos se refieren a los números de orden dados en la Tabla 4.1

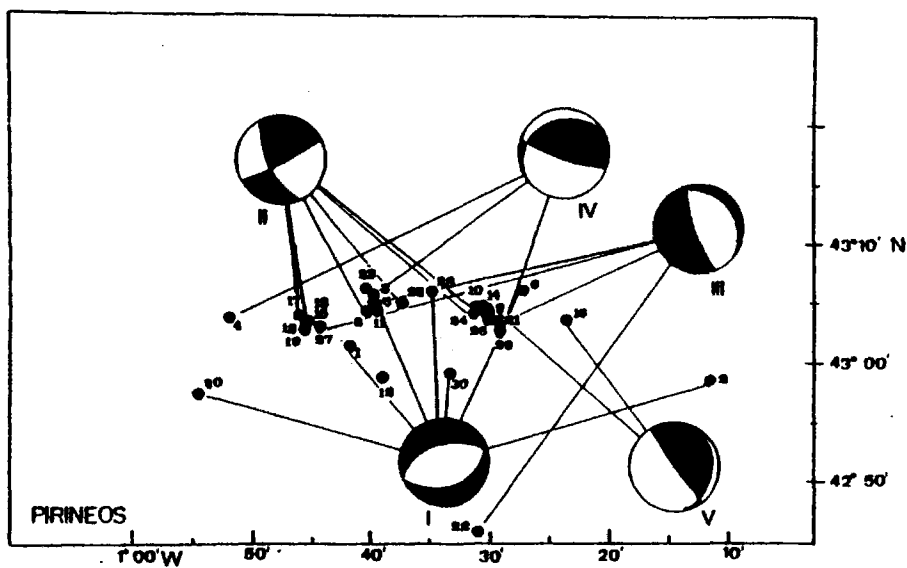


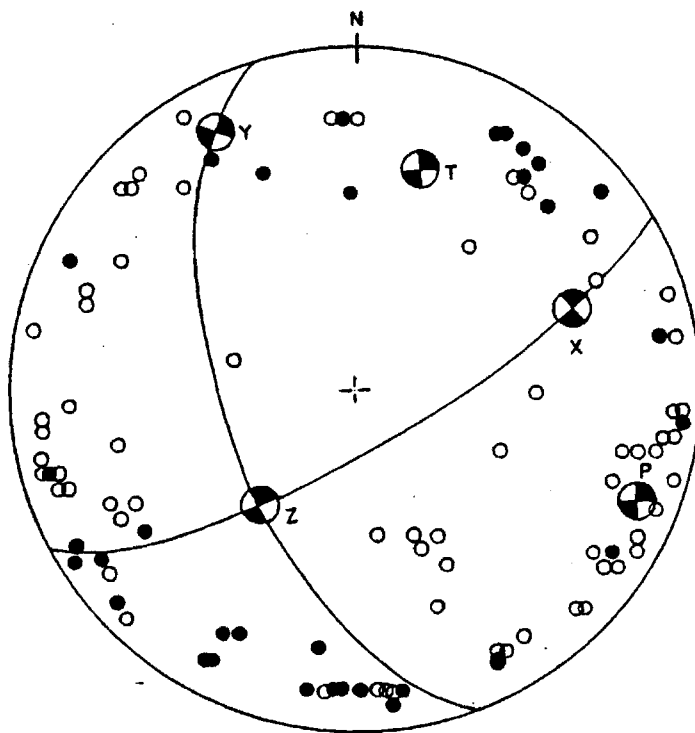
Fig. 4.7 Grupos I,II,III,IV y V (representados por medio de su mecanismo focal) y distribución espacial de los terremotos que componen los distintos grupos.

representan movimientos de fallas verticales. El grupo III con un total de 4 terremotos coincide con el grupo I en el carácter normal del plano horizontal. La orientación del plano vertical es en dirección NW-SE. El grupo V también con mecanismo de falla vertical y con un total de 2 terremotos, coincide en la orientación del plano de falla vertical con la del grupo III, sin embargo en este caso el carácter del movimiento del plano horizontal es inverso. Lo mismo ocurre con el grupo IV (3 terremotos) que corresponde a una falla vertical. La orientación del plano vertical es en dirección E-W, similar a la de los grupos I y II. Sin embargo en estos tres casos el plano horizontal está muy mal definido debido al escaso número de observaciones. Las estimaciones de las desviaciones estandar del rumbo de este plano varían entre 10° y 20° . Las orientaciones obtenidas para este plano son tan válidas como una orientación E-W.

En la figura 4.7 se aprecia que no existe relación aparente entre la distribución de epicentros y los distintos grupos de mecanismos.

En la figura 4.8 se ha representado el mecanismo focal correspondiente al grupo II. Se observa que la mayor parte de las observaciones quedan en el borde de la esfera focal como consecuencia del hecho ya citado, de la proximidad de los epicentros a las estaciones. Ello dificulta la determinación de los planos de falla.

En la figura 4.9 se ha representado sobre la esfera focal los ejes P y T correspondientes a la solución regional de los grupos I (figura a) y II (figura b) y los ejes T y P obtenidos para cada uno de los terremotos que forman parte de estos grupos estudiados de forma individual. Para el grupo I se aprecia un eje de tensión horizontal mientras que el de presión es vertical. Para el grupo II puede apreciarse que en la solución regional tanto el eje T como el eje P son casi horizontales. Si



PIRINEOS - GRUPO II

Fig. 4.8 Mecanismo focal del grupo II de Pirineos.

se comparan los dos grupos se observa que para el grupo II hay una mejor agrupación de las soluciones individuales en torno a la solución regional que para el grupo I, pero hay que recordar que un mecanismo de falla de desgarre es el que mejor queda definido (capítulo 3). Sin embargo en ambos casos es grande la dispersión. Ello es debido al escaso número de observaciones existentes para cada terremoto. Precisamente por esta causa no se ha considerado representativo el dibujar los ejes T y P regionales e individuales para los grupos III, IV y V.

Los cinco terremotos que no forman ningún grupo son los terremotos 9, 10, 12, 19 y 23. Se han estudiado estos terremotos calculando el mecanismo focal de cada uno de ellos. En la tabla 4.4 se indican los resultados obtenidos: ejes T y P y planos de falla con las estimaciones de las desviaciones estandard, número de observaciones para cada terremoto y valor de p. En la figura 4.10 se muestran los mecanismos focales de estos terremotos.

Para los terremotos 9 y 10, se ha obtenido un mecanismo correspondiente a una falla vertical. La orientación del plano vertical es en dirección NW-SE para el terremoto 9 y E-W para el 10. En ambos casos se observa escaso número de estaciones (N=10 en el 9 y N=13 en el 10) y mala distribución de las mismas. El mecanismo focal obtenido para estos terremotos es muy parecido al que se obtuvo para el grupo V. La causa de que estos dos terremotos no formen parte de ese grupo radica en el escaso número de observaciones. Basta variar unos pocos grados la orientación de los planos de falla para que p (proporción de aciertos) sea mayor o menor que el valor umbral fijado y por tanto que ese terremoto forme o no parte de un grupo. Las estimaciones de las desviaciones estandard de los ejes T y P son del orden de 10° .

Los mecanismos de los terremotos 12 y 23 indican fallas normales, si bien varía la orientación de los planos de falla. Para el terremoto 12 tienen orientación N-S y NW-SE, mientras que para el terremoto 23 la orientación de los planos de falla es en direc-

TABLA 4.4

Terremoto	N	P	EJES T y P		PLANOS DE FALLA			
			θ	ϕ	ϕ	δ	λ	
9	10	.70	T: $57^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$28^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$317^{\circ} \pm 3^{\circ}$	$82^{\circ} \pm 3^{\circ}$	$67^{\circ} \pm 18^{\circ}$	
			P: $42^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$251^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$65^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$24^{\circ} \pm 17^{\circ}$	$20^{\circ} \pm 12^{\circ}$	
10	13	.84	T: $60^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$8^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$76^{\circ} \pm 26^{\circ}$	$16^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$63^{\circ} \pm 82^{\circ}$	
			P: $31^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$204^{\circ} \pm 13^{\circ}$	$284^{\circ} \pm 9^{\circ}$	$76^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$83^{\circ} \pm 20^{\circ}$	
12	15	.56	T: $90^{\circ} \pm 16^{\circ}$	$251^{\circ} \pm 2^{\circ}$	$180^{\circ} \pm 209^{\circ}$	$49^{\circ} \pm 57^{\circ}$	$-62^{\circ} \pm 50^{\circ}$	
			P: $20^{\circ} \pm 82^{\circ}$	$160^{\circ} \pm 43^{\circ}$	$322^{\circ} \pm 245^{\circ}$	$48^{\circ} \pm 81^{\circ}$	$52^{\circ} \pm 45^{\circ}$	
19	12	1	T: $10^{\circ} \pm 3^{\circ}$	$45^{\circ} \pm 22^{\circ}$	$250^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$40^{\circ} \pm 2^{\circ}$	$77^{\circ} \pm 15^{\circ}$	
			P: $85^{\circ} \pm 3^{\circ}$	$169^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$86^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$51^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$79^{\circ} \pm 12^{\circ}$	
23	11	.73	T: $90^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$194^{\circ} \pm 20^{\circ}$	$104^{\circ} \pm 25^{\circ}$	$45^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$90^{\circ} \pm 10^{\circ}$	
			P: $0^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$345^{\circ} \pm 350^{\circ}$	$284^{\circ} \pm 23^{\circ}$	$45^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$90^{\circ} \pm 14^{\circ}$	

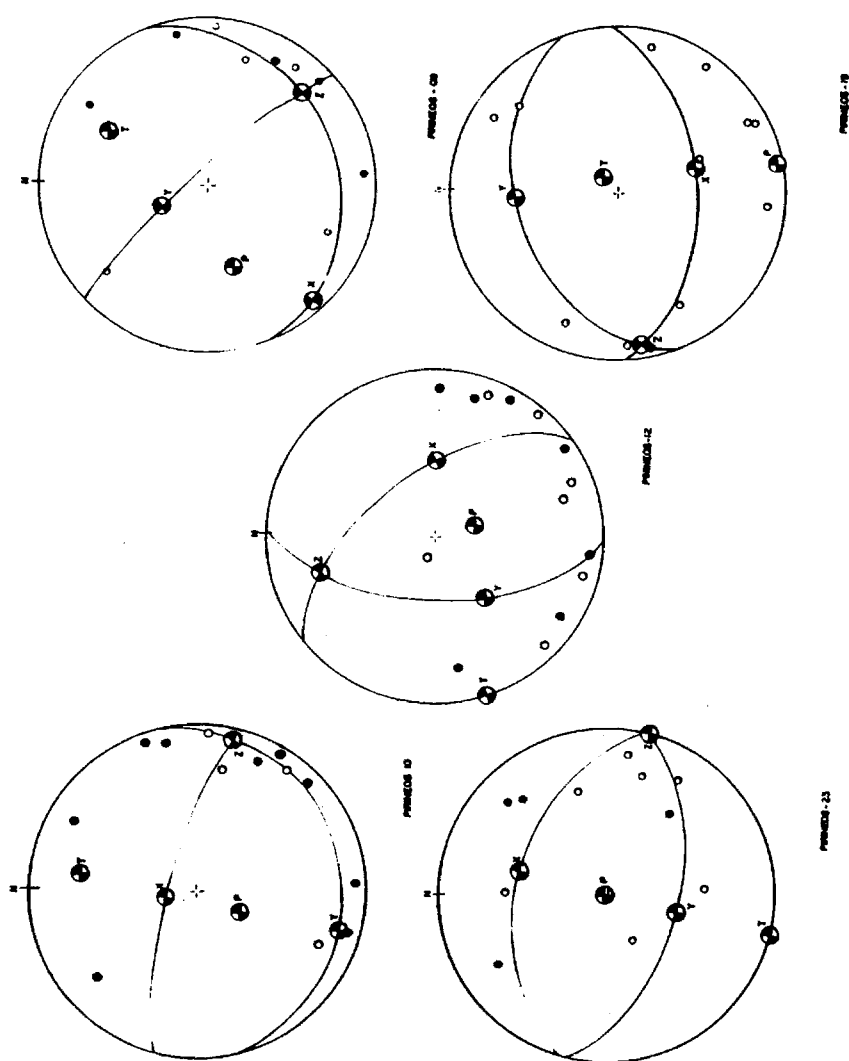


Fig. 4.10 Mecanismo focal de los terremotos 9, 10, 19 y 23.

ción E-W. En ambos casos se ha obtenido un eje de tensión T horizontal, si bien varía la orientación del mismo: en dirección WSW-ENF para el terremoto 12 y casi N-S para el 23. Para este último el eje de presión es vertical. Si se observan los valores de los ejes indicados en la tabla 4.4, las estimaciones de las desviaciones estándar de los planos de falla del terremoto 12 son muy elevadas, del orden de 200° para el rumbo frente a 20° para el resto de los terremotos, mientras que la proporción de aciertos p es muy baja, .53. Ello es lógico a la vista de la distribución de las observaciones: muy mezcladas compresiones y dilataciones y en el borde de la esfera focal en los dos cuadrantes inferiores.

El último terremoto estudiado es el 19. Para este sismo se ha obtenido un mecanismo correspondiente al movimiento de una falla inversa, con eje de presión P horizontal y orientación N-S y eje de tensión vertical. La orientación de los planos de falla es en dirección E-W. Según se aprecia en la figura 4.10, los valores elevados en la estimación de la desviación estándar de θ_T (30°), es debido al hecho de que este eje es casi vertical ($\theta_T = 10^\circ$).

En resumen, puede hablarse de dos grupos predominantes de mecanismos focales para esta zona del Pirineo. Uno corresponde al movimiento de una falla normal (grupo I, con 7 terremotos y terremotos 12 y 23) y el otro a una falla de desgarre (grupo II con 8 terremotos). Existen una serie de terremotos con mecanismo de falla vertical (grupo III, IV y V y terremotos 9 y 10). Sólo para un terremoto, el 19, se ha obtenido un mecanismo de falla inversa. El grupo I coincide con el III en el carácter normal del movimiento vertical. Los grupos I, II y III coinciden en el carácter horizontal del eje de tensión T, al igual que los terremotos 12 y 23. En los grupos I, II y IV uno de los planos de falla tiene orientación E-W, lo mismo ocurre en los terremotos 19, 10 y 23.

4.2 .- Conclusiones

La zona estudiada del Pirineo, alrededores de Arette, es una zona sísmicamente activa y geológicamente compleja. La falla NordPirenaica se interrumpe a la altura de Lourdes y no es evidente su prolongación hacia el Oeste. El área estudiada se encuentra justo al Oeste de Lourdes y se caracteriza por ser una zona muy fallada y de estructura muy compleja, sin que exista en ella una única gran falla, sino que hay una serie de pequeñas fallas que atraviesan la zona.

Pese a tratarse de una zona sísmicamente activa, existen pocos datos del cálculo de mecanismo para los terremotos de esta zona. Los mecanismos determinados son los del de 13 de Agosto de 1967 y recientemente los de las réplicas del terremoto de 29 de Febrero de 1980.

El terremoto del 13 de Agosto de 1967, ha sido estudiado por dos autores distintos, obteniéndose de cada uno de ellos una solución distinta para los planos de falla.

Para Hoang Trong Pho (1971), utilizando datos de estaciones cercanas, el mecanismo de este terremoto corresponde a una falla de desgarre con una orientación de los ejes de esfuerzos de

	θ	ϕ
T:	83.5°	178.5°
P:	58.5°	277.5°

y una orientación de los planos de falla de

	ϕ	δ
A:	41°	63°
B:	139.5°	73.5°

Otro autor que utilizando sólo datos de estaciones lejanas ha estudiado el mecanismo de este terremoto es McKenzie (1972), que obtiene como solución una falla inversa con eje de presión y tensión horizontales y una orientación de los planos de falla de:

	ϕ	δ
A:	38°	44°
B:	46°	46°

Los otros datos de mecanismos focales en la zona son los de las réplicas del terremoto de 29 de Febrero de 1980 en Arudy, a unos 30 km al Este de Arette (Gagnepain et al., prensa). Las réplicas de este terremoto tienen magnitudes comprendidas entre 1.5 y 3.5; los resultados indican un grupo predominante de mecanismos de falla normal existiendo otros dos grupos de mecanismos con movimiento sinistral de falla de desgarre y de falla vertical.

Estos últimos resultados (Gagnepain et al., prensa), estarían de acuerdo con los obtenidos en el presente trabajo. Generalmente se ha considerado el Pirineo como una zona sometida a una compresión normal a su traza, lo que no coincide con los mecanismos de fallas normales.

El resultado obtenido en este estudio difiere por lo tanto del que cabría haber esperado: la mayoría de los terremotos pertenecen a fallas normales o de desgarre con movimiento en sentido sinistral (grupos I y II, con un total de 15 sucesos. El eje de tensión es predominantemente horizontal (grupos I, II y III). Uno de los planos de falla tiene orientación E-W similar a la de la traza de la falla Nord Pirenaica (grupos I, II y IV), para un reducido número de terremotos se ha obtenido un mecanismo de falla vertical (grupos III, IV y V). Sólo para un terremoto, el 19, se ha obtenido un mecanismo correspondiente a una falla inversa, cuando se esperaba que la mayoría fueran de este tipo.

Estos resultados pueden explicarse en la forma siguiente:

- en el caso del Pirineo, no se puede hablar de un claro mecanismo regional para toda la zona estudiada. La existencia de diversos grupos con distinta clase de mecanismo nos lo impide. A pesar de esto hay un claro predominio de los mecanismos de falla normal y de desgarre con movimiento sinistral, 15 terremotos sobre un total de 29.

- la variedad de mecanismos obtenidos puede explicarse por tratarse de una zona muy fallada y geológicamente muy compleja.

- hay que recordar por tratarse de datos procedentes de una campaña de microsismicidad (tabla 4.1) que, la magnitud de los terremotos oscila entre 0.5 y 2.8, por tanto el estado de los esfuerzos determinado para estos terremotos puede no corresponder al estado de esfuerzos regional. Dada la gran complejidad de la zona estos movimientos pueden corresponder a reajustes entre pequeños bloques o a la relajación de los esfuerzos a lo largo de pequeñas fallas preexistentes.

En ambos casos el eje de tensiones es horizontal y en dirección Norte-Sur, es decir perpendicular a la dirección de los Pirineos.

4.3.- Lorca

Durante el mes de Junio de 1977, el Instituto Geográfico Nacional de Madrid, llevó a cabo una campaña de microsismicidad en la región de Lorca, Murcia. Dicha campaña consistió en la instalación de una red de cinco estaciones portátiles de microsismicidad y comenzó el día 1 de Junio de 1977. El día 6 de Junio, a las 10^h49^m12^s sucedió un terremoto de magnitud 4.8 e intensidad máxima VI. El epicentro se localizó en un punto de coordenadas 37° 38' la

titud N, 01° 48' longitud W. Se registró en todas las estaciones de la Península y alguna de las estaciones argelinas y marroquíes. Durante todo el mes se siguieron registrando réplicas de este terremoto. Lógicamente las réplicas sólo se registraron en las estaciones de microsismicidad.

Hay que tener en cuenta que en este caso se tienen dos clases distintas de datos. Por una parte las observaciones correspondientes al sismo principal y que a excepción de las cinco estaciones de microsismicidad, a efectos de cálculo del ángulo de incidencia θ , puede tratarse como si fueran de un telesismo. Por otra parte, los datos correspondientes a las réplicas: se trata de terremotos cercanos. Habrá que tratar estas dos clases de observaciones de forma distinta y separadamente.

De unas 100 réplicas registradas se han seleccionado 65. El criterio seguido ha sido tomar sólo aquellos terremotos que hayan sido registrados como mínimo en tres de las cinco estaciones. En las figuras 4.11 y 4.12 se muestran registros del sismo principal en las estaciones de Málaga y Toledo, y de alguna de las réplicas en las estaciones de microsismicidad.

En la tabla 4.5 se da la lista de estaciones utilizadas para el cálculo del mecanismo del sismo principal, el azimut y ángulo de incidencia así como del signo del primer impulso de la onda P en cada una de las estaciones.

En la tabla 4.6 se dan las coordenadas de las estaciones de microsismicidad y en la tabla 4.7 los datos correspondientes a las réplicas: un número que se ha asignado a cada terremoto, fecha de ocurrencia y hora origen, coordenadas del epicentro, profundidad del foco en kilómetros y magnitud de los terremotos.

En la figura 4.13 se muestra el área estudiada que está comprendida entre 37°36' N, y 37°41' N, y 1°52' W - 1°56' W. Se han señalado con círculos los epicentros de las réplicas. El círculo más grande indica el epicentro del sismo principal y las estre-

TABLA 4.5

ESTACION	SIGNO P
STS	D (-1)
EBR	D (-1)
MAL	D (-1)
LGR	D (-1)
CRT	D (-1)
TOL	D (-1)
SUS	D (-1)
TIO	C (+1)
HAD	D (-1)
IFR	D (-1)
BME	D (-1)
NKM	D (-1)
LFF	D (-1)
PTO	C (+1)
LIS	D (-1)
MON	C (+1)
CAB	C (+1)
CAR	C (+1)
QUI	C (+1)
GAL	C (+1)
ALI	D (-1)
COI	C (+1)

TABLA 4.6

NOMBRE ESTACION	LATITUD N.	LONGITUD W.
MON	37° 24.58'	01° 50.61'
CAR	37° 26.45'	01° 59.83'
QUI	37° 32.93'	02° 04.83'
CAB	37° 33.10'	01° 47.10'
GAL	37° 39.33'	01° 54.90'

TABLA 4.7

Terremoto Nº	Fecha	Hora	Latitud N.	Longitud W.	Profundi- dad (km)	Magni- tud
02	06-06-77	12 21 09.10	37° 36.60'	01° 48.33'	5.00	1.8
06	06-06-77	14 26 38.65	37° 39.43'	01° 47.73'	8.11	2.3
08	06-06-77	15 49 47.75	37° 38.32'	01° 49.81'	5.00	2.8
10	06-06-77	16 45 18.55	37° 38.56'	01° 46.68'	6.50	1.7
11	06-06-77	17 51 29.36	37° 38.21'	01° 48.02'	7.98	1.5
12	06-06-77	18 04 31.59	37° 39.43'	01° 47.97'	9.58	1.6
13	06-06-77	17 52 37.28	37° 39.43'	01° 48.38'	8.38	2.9
15	06-06-77	17 56 53.08	37° 38.53'	01° 47.58'	6.76	1.6
17	06-06-77	19 41 56.62	37° 38.21'	01° 47.80'	5.00	1.4
18	06-06-77	20 48 19.70	37° 39.43'	01° 47.30'	8.39	2.6
19	06-06-77	21 10 42.64	37° 39.43'	01° 46.28'	8.54	2.2
20	06-06-77	22 57 35.29	37° 37.73'	01° 46.28'	5.00	1.8
21	06-06-77	23 15 13.15	37° 39.43'	01° 47.99'	7.98	2.7
21B	06-06-77	21 39 59.31	37° 25.51'	01° 51.91'	4.25	2.8
22	07-06-77	01 30 39.54	37° 39.43'	01° 47.69'	7.73	1.4
23	07-06-77	02 29 12.13	37° 38.00'	01° 47.41'	5.00	1.3
24	07-06-77	04 32 57.53	37° 39.43'	01° 47.53'	8.12	3.6
25	07-06-77	07 54 42.25	37° 38.70'	01° 49.10'	5.00	3.2
26	07-06-77	10 07 07.99	37° 39.43'	01° 46.28'	7.95	1.7
27	07-06-77	10 13 49.44	37° 35.99'	01° 49.92'	0.81	1.3
28	07-06-77	11 37 38.95	37° 38.61'	01° 48.99'	8.44	1.6
29	07-06-77	11 40 07.38	37° 39.43'	01° 48.20'	8.64	1.2
30	07-06-77	11 48 14.16	37° 38.52'	01° 47.70'	5.00	1.6
31	07-06-77	14 04 25.10	37° 39.43'	01° 46.28'	7.84	1.4
32	07-06-77	16 04 57.46	37° 38.95'	01° 47.65'	8.68	1.9
33	07-06-77	17 46 00.69	37° 39.43'	01° 46.28'	8.18	2.3
34	07-06-77	23 56 43.66	37° 38.93'	01° 47.34'	6.51	2.3
35	08-06-77	00 48 38.62	37° 39.43'	01° 47.39'	7.05	1.8

Terremoto N°	Fecha	Hora	Latitud N.	Longitud W.	Profundi- dad (km)	Magni- tud
36	08-06-77	00 51 49.90	37° 39.43'	01° 47.23'	6.94	1.0
37	08-06-77	02 01 56.03	37° 38.93'	01° 47.32'	7.57	1.8
38	08-06-77	03 26 06.31	37° 39.18'	01° 46.92'	7.72	1.1
39	08-06-77	12 06 26.86	37° 40.55'	01° 47.35'	7.79	0.7
40	08-06-77	15 34 19.26	37° 39.43'	01° 47.46'	7.05	0.9
44	08-06-77	22 56 52.19	37° 38.44'	01° 47.74'	6.05	0.8
45	09-06-77	01 24 11.97	37° 39.43'	01° 48.30'	7.49	2.4
46	09-06-77	02 21 34.47	37° 39.43'	01° 47.74'	3.12	1.4
48	09-06-77	04 40 33.47	37° 39.43'	01° 47.44'	7.26	1.4
49	09-06-77	05 54 12.71	37° 39.43'	01° 48.01'	7.62	1.2
50	09-06-77	08 17 22.39	37° 39.65'	01° 48.32'	6.01	3.4
51	09-06-77	09 35 02.71	37° 39.84'	01° 48.71'	5.98	1.7
52	09-06-77	10 21 23.77	37° 39.43'	01° 47.65'	5.00	1.3
53	09-06-77	11 10 47.81	37° 39.43'	01° 48.01'	7.28	3.1
54	09-06-77	14 02 06.12	37° 38.36'	01° 46.95'	5.00	1.5
55	09-06-77	15 16 23.67	37° 39.43'	01° 47.93'	7.62	1.0
56	09-06-77	17 46 10.26	37° 38.01'	01° 47.06'	5.00	1.2
61	10-06-77	13 15 48.23	37° 39.43'	01° 47.44'	7.94	1.0
62	10-06-77	15 38 43.63	37° 39.43'	01° 46.28'	7.83	1.1
63	10-06-77	23 49 39.78	37° 39.43'	01° 47.86'	7.96	1.4
64	11-06-77	08 42 36.57	37° 37.25'	01° 47.71'	3.94	1.4
65	11-06-77	08 46 30.49	37° 28.89'	01° 53.71'	5.00	1.9
66	11-06-77	19 22 07.13	37° 39.43'	01° 47.60'	8.35	0.9
67	11-06-77	22 40 40.08	37° 38.86'	01° 47.17'	9.91	0.9
68	12-06-77	07 44 03.37	37° 38.41'	01° 48.22'	7.27	1.9
69	13-06-77	00 52 35.88	37° 31.82'	01° 50.57'	5.00	1.4
70	13-06-77	19 07 32.29	37° 38.01'	01° 48.22'	3.53	2.2
71	13-06-77	19 08 31.86	37° 38.02'	01° 48.14'	3.04	1.4

Terremoto N°	Fecha	Hora	Latitud N.	Longitud W.	Profundi- dad (km)	Magni- tud
72	14-06-77	04 31 11.20	37° 33.78'	01° 44.03'	9.97	0.7
73	15-06-77	04 55 54.15	37° 38.28'	01° 47.83'	7.21	1.3
74	15-06-77	20 52 14.19	37° 38.39'	01° 46.28'	5.00	1.6
75	18-06-77	00 01 24.19	37° 37.93'	01° 49.17'	2.26	1.8
76	19-06-77	16 39 26.08	37° 38.05'	01° 48.35'	4.53	1.3
77	22-06-77	03 50 54.64	37° 38.47'	01° 47.91'	7.09	1.1
78	27-06-77	17 13 23.31	37° 24.68'	01° 50.57'	9.75	2.1
79	27-06-77	22 52 08.82	37° 37.58'	01° 46.28'	5.00	1.1
80	28-06-77	15 35 19.42	37° 23.42'	01° 41.42'	9.18	2.2

-105-

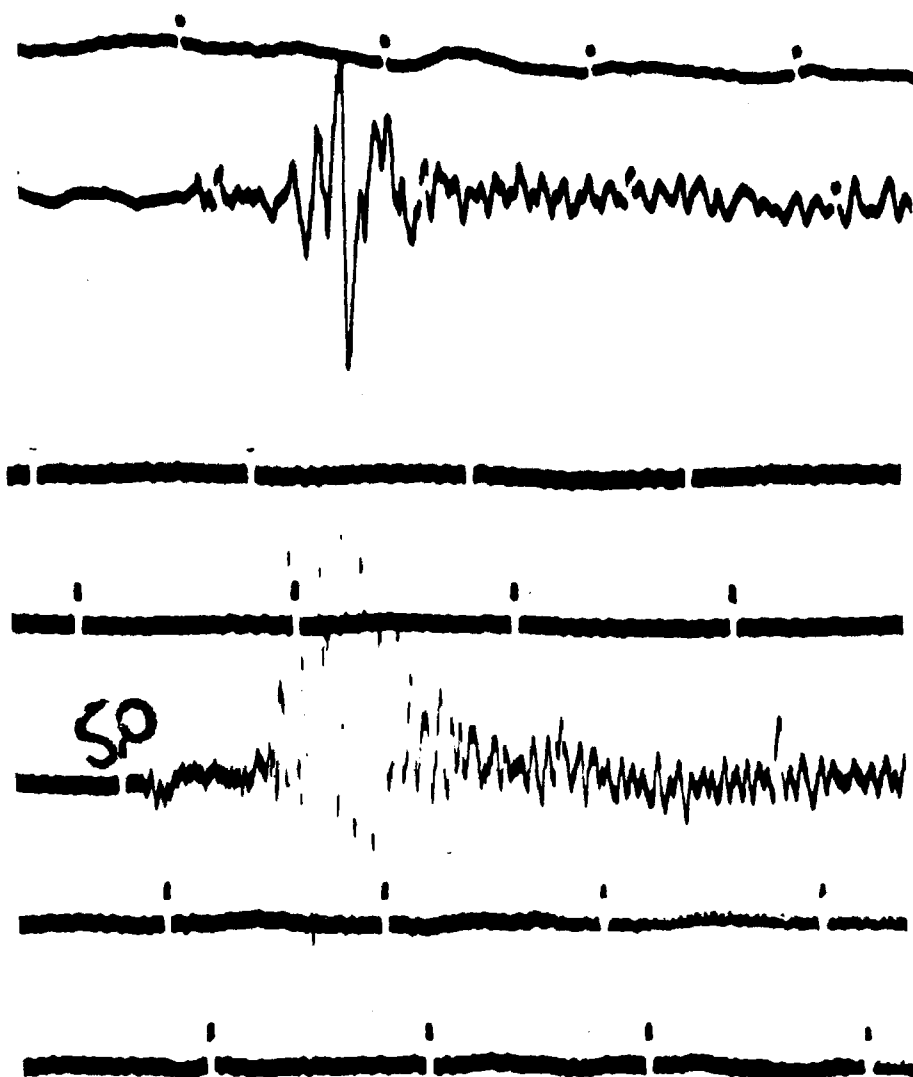


Fig. 4.11 Registro del sismo principal de Lorca en las estaciones de L.P. de Málaga, componente Z, y Toledo, componente E-W.

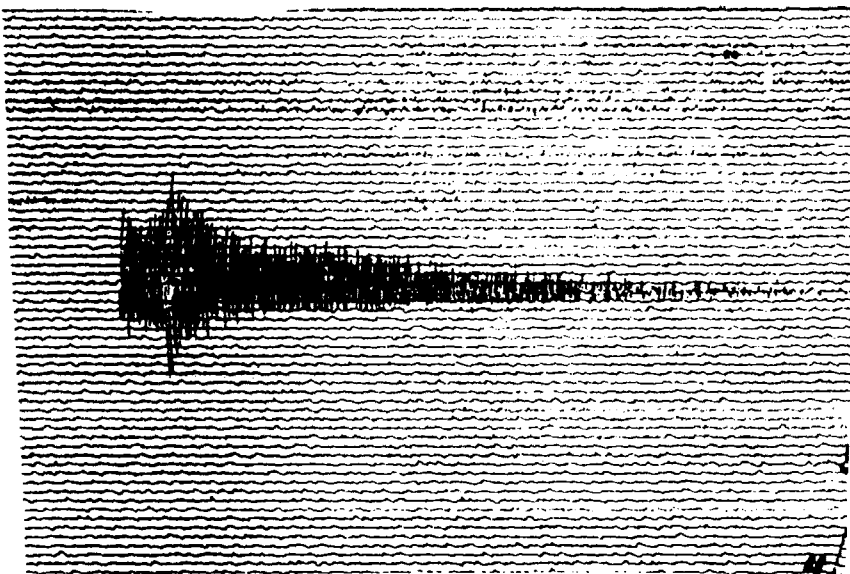


Fig. 4.12 Registro de una de las réplicas de Lorca en la estación QUI.

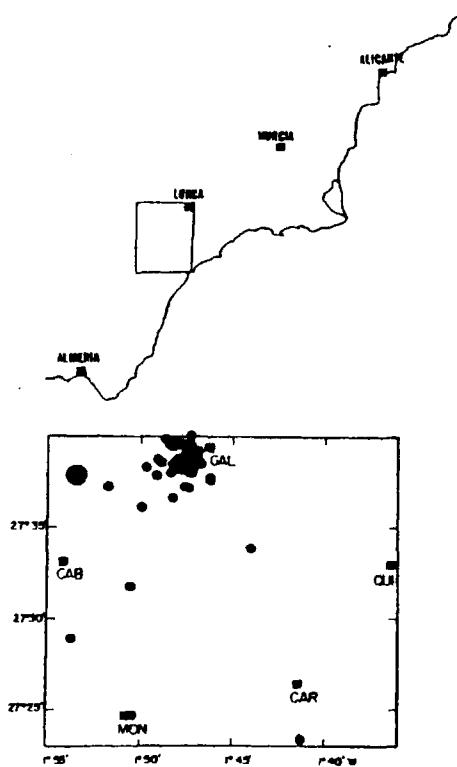


Fig. 4.13 Distribución espacial de epicentros y estaciones de Lorca. Los epicentros se han representado por medio de círculos y las estaciones por medio de cuadrados.

llas las localizaciones de las estaciones de microsismicidad.

La magnitud de los terremotos oscila entre 1.25 y 4.10. Las distancias epicentro-estación varían entre 0 y 30 km. Para el cálculo del ángulo de incidencia se ha utilizado un modelo de corteza (figura 4.14). En el que la velocidad varía de forma lineal con la profundidad. Como en el caso de Pirineos, éste también se ha obtenido a partir de los datos de perfiles sísmicos profundos realizados en la zona (Banda et al., 1980). El modelo consiste en una corteza de 28 km de espesor, con una velocidad para la onda P de 5.1 km/s en la superficie y de 6.9 km/s en la base de la corteza. La velocidad en el manto es de 8.1 km/s.

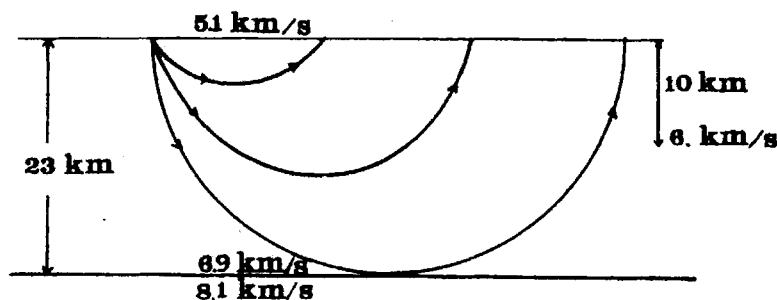


Fig. 4.14

LORCA

Como en el caso de Pirineos, al tratarse de distancias epicentro-estación pequeñas, la mayoría de las estaciones quedan proyectadas en el borde de la proyección de la esfera focal. Esto hace que queden mal definidos los planos de falla.

4.3.1.- Resultados

En la determinación del mecanismo focal de estos terremotos hay que distinguir por una parte la obtención de los planos de falla del sismo principal y por otra parte el estudio del

mecanismo conjunto de las 65 réplicas.

Para el estudio del sismo principal se ha usado el programa MECSTA con los datos de la tabla 4.5, dando a los ejes P y T un valor inicial arbitrario y a $\rho = 1$, al tratarse de sólo un terremoto el parámetro ρ pierde importancia. A partir de estos datos se ha obtenido una orientación de los ejes de esfuerzos de:

	θ	ϕ
T:	$86^{\circ} \pm 2^{\circ}$	$140^{\circ} \pm 6^{\circ}$
P:	$23^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$40^{\circ} \pm 6^{\circ}$

El total de observaciones es de 22, el valor final de $F = -\log L$, es de 5.5. El valor de p, proporción de aciertos, es de .91.

Los planos de falla obtenidos son:

	ϕ	δ	λ
A:	$208^{\circ} \pm 14^{\circ}$	$45^{\circ} \pm 2^{\circ}$	$57^{\circ} \pm 10^{\circ}$
B:	$70^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$53^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$61^{\circ} \pm 5^{\circ}$

En la figura 4.15 se muestra el mecanismo focal de este terremoto. Se ha dibujado sobre una proyección de la esfera focal, los planos de falla, ejes X,Y,Z,P y T, y las observaciones en cada estación, un círculo negro para las compresiones y blanco para las dilataciones. Se observa una buena distribución de estaciones sobre la esfera. Este hecho queda reflejado en los valores bajos que se han obtenido para las estimaciones de las desviaciones estándar tanto de los ejes de esfuerzos como de los planos de falla. El mecanismo corresponde a una falla normal con eje de tensión T horizontal y orientado en dirección SE-NW.

De forma independiente se ha procedido al análisis de los datos correspondientes a las 65 réplicas. Igual que para el sismo

principal se ha partido de unos valores arbitrarios para T y P , y $\rho = 6$, para cada uno de los 65 terremotos. En la figura 4.16 se representan los valores de ρ frente a p para las 65 réplicas. En la parte superior de la figura se ha dibujado el mecanismo focal obtenido como solución compuesta. A diferencia de los terremotos del Pirineo, ahora una parte considerable de las réplicas tienen un valor final negativo de ρ , obtenido en el proceso de minimización de la función F , y $p < .5$, concretamente 21 terremotos. Ello indica que esas 21 réplicas tienen los ejes de esfuerzos invertidos con respecto a la solución regional obtenida. En vez de agrupar los terremotos en función del valor de p , como se hizo para los terremotos de Pirineos tomando el criterio de agrupar aquellos con $p \geq .75$, se ha procedido aquí a agruparlos según tengan ρ positivo o negativo. Así se ha formado dos grupos de terremotos, el grupo 01 ($\rho > 0$) con un total de 44 terremotos y el grupo 02 ($\rho < 0$) con un total de 21 terremotos. Debido al pequeño número de observaciones por terremoto, sólo se puede distinguir entre terremotos de falla normal e inversa. El grupo 01, corresponde a un mecanismo de falla normal, mientras que el 02 a uno de falla inversa, con orientaciones similares de los planos de falla. Se ha vuelto a pasar el MECSTA para cada uno de estos grupos. Para el grupo 02 se obtiene un valor total de p de .72. Sin embargo no se ha considerado oportuno formar más grupos a partir del 02 debido al escaso número de observaciones, 64. En la figura 4.16 se han representado los valores de ρ frente a p para cada terremoto de este grupo. De forma idéntica se ha procedido para el grupo 01 (figura 4.16). Para este grupo y dado que el número de observaciones es mayor (167), si que se ha considerado conveniente separar aquellos terremotos que tienen un valor de p mayor o igual que .75. A partir de este criterio, se han formado dos grupos el 03 y el 04. En la figura 4.16 se muestra el proceso seguido: la formación del grupo 01 y 02 a partir de las 65 réplicas y la posterior separación del grupo 01 en los 03 y 04. En ambos casos corresponden a fallas normales. En la tabla 4.8 se dan los



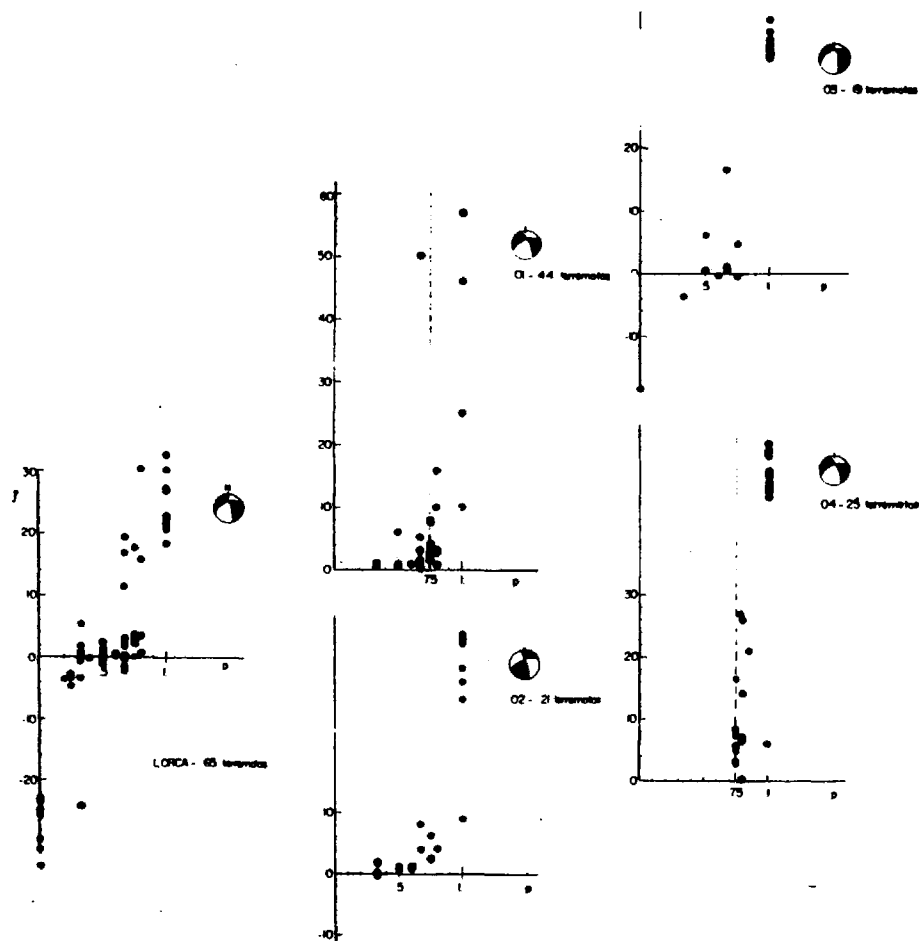


Fig. 4.16 Valores de ρ_k versus p_k para Lorca: formación de los grupos 02, 03 y 04.

TABLA 4.8

GRUPO	TOTAL OBSERVACIONES	P	θ	T	ϕ	θ	P	ϕ
02	74	.72	$58^{\circ}+10^{\circ}$	$213^{\circ}+9^{\circ}$	$76^{\circ}+10^{\circ}$	$114^{\circ}+1^{\circ}$		
03	64	.70	$69^{\circ}+15^{\circ}$	$112^{\circ}+9^{\circ}$	$49^{\circ}+6^{\circ}$	$222^{\circ}+17^{\circ}$		
04	103	.86	$79^{\circ}+8^{\circ}$	$112^{\circ}+2^{\circ}$	$55^{\circ}+4^{\circ}$	$209^{\circ}+5^{\circ}$		

PLANOS NODALES

GRUPO	A:	ϕ	δ	λ	B:	ϕ	δ	λ
02	12, 15, 22, 26 28, 28, 29, 31 33, 39, 40, 46 54, 66, 67, 68 69, 71, 72, 74 79	$249^{\circ}+12^{\circ}$	$57^{\circ}+4^{\circ}$	$14^{\circ}+14^{\circ}$		$347^{\circ}+6^{\circ}$	$78^{\circ}+10^{\circ}$	$34^{\circ}+2^{\circ}$
03	2, 6, 8, 11 17, 21, 23, 24 27, 30, 32, 36 49, 62, 65, 76 75, 78, 80	$248^{\circ}+35^{\circ}$	$44^{\circ}+10^{\circ}$	$18^{\circ}+45^{\circ}$		$351^{\circ}+16^{\circ}$	$78^{\circ}+35^{\circ}$	$48^{\circ}+3^{\circ}$
04	10, 13, 18, 19 20, 25, 34, 35 37, 38, 44, 45 48, 50, 51, 52 53, 55, 56, 61 63, 64, 70, 73 77	$244^{\circ}+18^{\circ}$	$57^{\circ}+16^{\circ}$	$19^{\circ}+33^{\circ}$		$345^{\circ}+12^{\circ}$	$74^{\circ}+30^{\circ}$	$34^{\circ}+11^{\circ}$

valores de los ejes de esfuerzos y planos de falla, para los grupos 02, 03 y 04. También se indica el total de observaciones, valor total de p y valor final de F .

Las orientaciones de los planos de falla de los grupos 03 y 04 son casi iguales difiriendo sólo en unos pocos grados. No obstante se ha creído conveniente separar los terremotos en estos dos grupos para de alguna manera diferenciar los mejores del resto, ello vendría indicado por el valor de p : .86 para el grupo 04 frente a .75 del grupo 01. Para el grupo 03 el valor final de p es de .70. Igual que en el grupo 02, no se ha creído conveniente formar más grupos a partir del 03 debido al escaso número de observaciones del mismo (74).

En la figura 4.17 se ha dibujado el mecanismo focal correspondiente al grupo 04, indicándose los planos de falla, ejes X , Y , Z , P y T y las observaciones en cada estación (un círculo negro indica compresión y un círculo blanco dilatación). Se observa que la distribución de estaciones es bastante buena quedando bien definidos los planos de falla. El mecanismo de este terremoto corresponde a una falla normal, con eje de tensión T horizontal y orientado en la dirección ESE-WNW.

En la figura 4.18 se ha representado los epicentros de las 65 réplicas, utilizando un símbolo distinto según el grupo a que pertenezcan en virtud de su mecanismo focal. En la parte superior de la figura se han dibujado los mecanismos focales correspondientes a los grupos 02, 03 y 04. Dado que los grupos 03 y 04 son prácticamente el mismo, sólo se ha representado el mecanismo focal correspondiente al grupo 04, considerando que es el mismo que el del grupo 03. Se observa que los grupos 03 y 04 corresponden a fallas de movimiento normal, variando muy poco la orientación de los planos de falla. Ya se ha indicado anteriormente el porque de la existencia de estos dos grupos tan similares. El grupo 02 tiene mecanismo de falla inversa. La orientación de los planos de falla difiere muy poco de la de los grupos 03 - 04. La

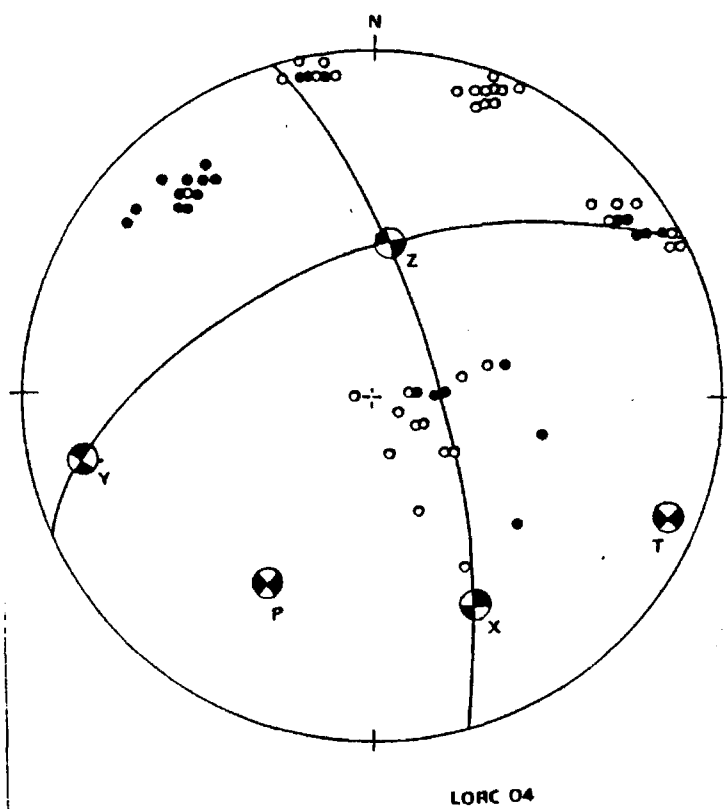


Fig. 4.17 Mecanismo focal del grupo 04 de Lorca.

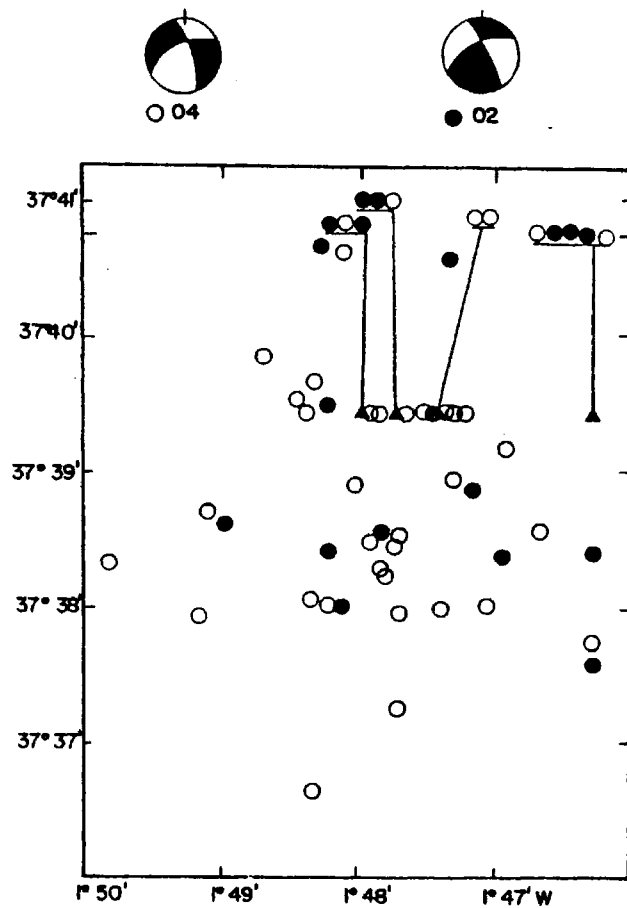


Fig. 4.18 Distribución espacial de epicentros de Lorca y mecanismo focal de los grupos 02 y 04. Un círculo negro representa a un terremoto del grupo 02 y un círculo blanco a un terremoto del grupo 04. Un triángulo indica aquellos terremotos con el mismo epicentro.

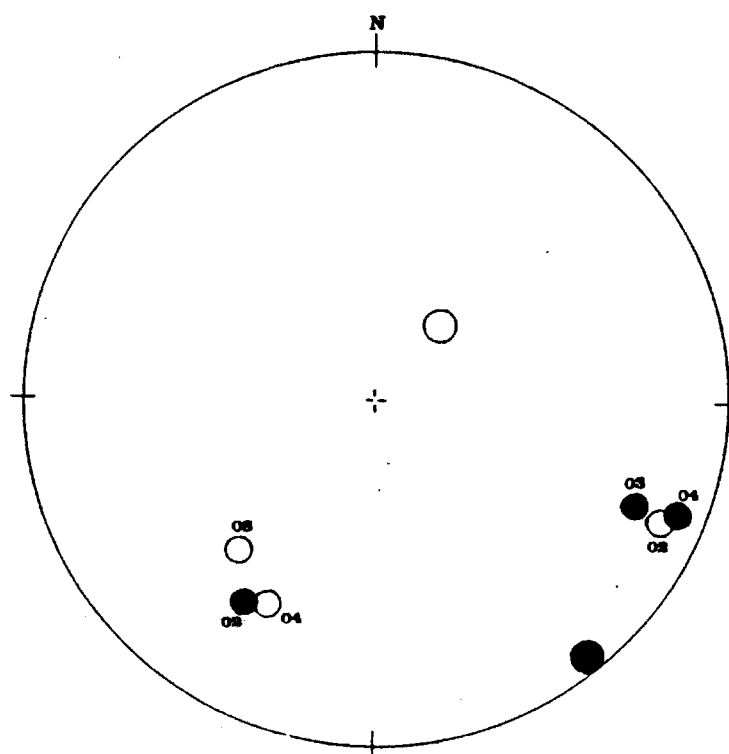
orientación de los ejes P y T es casi la misma de la del grupo 04 pero cambiando el eje P por el T y el eje T por el P.

Se observa que la mayoría de los epicentros situados por debajo de la latitud de $37^{\circ}39'$, corresponden a los grupos 03 + 04, es decir a los terremotos con mecanismo de falla normal. Entre los $37^{\circ}39'$ y $37^{\circ}40'$, se observa una alineación de epicentros (cuando un epicentro es el mismo para varios terremotos se ha representado por medio de un triángulo). Es en esta alineación donde hay mayor confusión, ya que aparecen mezclados los terremotos con mecanismo de falla normal e inverso, si bien hay un predominio aparente del mecanismo correspondiente a fallas normales.

En la figura 4.19 aparecen representados sobre una proyección de la esfera focal, los ejes de tensión y presión para cada uno de los tres grupos 02, 03 y 04. Con un círculo más grande se ha representado a los ejes T y P del sismo principal. En el caso de los terremotos de Lorca no tiene sentido calcular de forma individual el mecanismo de los terremotos, ya que el número máximo de estaciones por sismo es de cinco. De la figura 4.19, se deduce que tanto el sismo principal como el grupo 04, tienen el eje de tensión T horizontal y casi horizontal el grupo 03. La orientación de este eje T, es ESE-WNW para los grupos 03 y 04 y SE-NW para el sismo principal. El grupo 02, con mecanismo de falla inversa, presenta un eje de presión horizontal y con la misma orientación que el eje de tensión de los grupos 03 y 04. El eje P en los grupos 03 y 04 y en el sismo principal, y el eje T del grupo 02, están en un plano normal a la orientación de los ejes T (P para el grupo 02).

4.3.2.- Conclusiones

La zona estudiada de Lorca, pertenece a una de las áreas sísmicamente más activas de la Península. Baste recordar que uno de los terremotos más destructores del siglo pasado, ocurrió en



LORCA, EJES P-T

Fig. 4.19 Distribución de ejes P (círculo blanco) y T (círculo negro) sobre la esfera focal de los grupos 02, 03 y 04 y del sismo principal (éste se ha indicado por medio de círculos mayores).

Torre Vieja el 18 de Abril de 1829.

Geológicamente, la zona estudiada pertenece a la parte externa de las Béticas, concretamente a la zona Subética, siendo atravesada por el sistema de fallas de Alhama de Murcia.

Según Bousquet (1979), este sistema de fallas, está constituido por una o dos fallas paralelas de orientación NE-SW, cruzadas por una serie de fallas menores de orientación NW-SE. Tradicionalmente, se ha considerado la falla de Alhama de Murcia como una falla de desgarre de movimiento sinistral.

No existen determinaciones de otros mecanismos focales en esa zona, aunque sí para la región Bética. Estos mecanismos, que son los del terremoto de 19 de Mayo de 1955 y de 13 de Junio de 1974, dan movimiento de falla normal con eje de tensiones horizontal (Udías, 1980).

En definitiva, de acuerdo con los resultados obtenidos, puede concluirse:

- Tanto para el sismo principal como para las réplicas del terremoto Lorca de 6 de Junio de 1977, a excepción del grupo 02, se ha obtenido un mecanismo focal correspondiente a fallas normales con eje de tensión horizontal y en dirección NE-SW.

- El plano A (tabla 4.8) tanto para el sismo principal como para los tres grupos de réplicas, tiene una orientación similar a la de la falla de Alhama de Murcia de dirección N 40° a N 60°E

- Estos resultados no están en total desacuerdo con la falla de Alhama de Murcia como falla de desgarre. Basta observar los mecanismos focales representados en la figura 4.18. Si bien se trata de fallas normales (03 + 04) (con 44 sucesos) e inversa (02) (con 21 sucesos), en todos los casos se observa una componente de movimiento de desgarre, si bien sólo para el grupo 02 da movimiento sinistral, ya que para el grupo 03+04, el carác-

ter del movimiento es dextral.

En resumen, para el terremoto principal y gran parte de las réplicas de Lorca (Murcia), el mecanismo corresponde al de una falla normal con una componente de desgarre, con uno de los planos de falla orientado en la misma dirección que la falla de Alhama de Murcia y con eje de tensión horizontal y aproximadamente en la dirección del rumbo de la traza de la falla.

4.4.- Mammoth Lakes

Entre las 14^h50^m y las 19^h50^m del día 25 de Mayo de 1980, ocurrieron cuatro terremotos de magnitudes 6.1, 6.0, 6.1 y 6.2 en la región de Mammoth Lakes en California seguidos de unas 300 réplicas. Estas réplicas constituyen el tercer grupo de terremotos estudiado. Las magnitudes de las mismas oscilan entre 3.0 y 4.5. La región epicentral se localizó a unos 15 km al SE de Mammoth Lakes, en California a unos 320 km al Este de San Francisco. Los datos analizados en este estudio proceden de las observaciones de una red sismográfica local de California y de estaciones portátiles llevadas a la zona tras los terremotos principales. Estos datos han sido cedidos por el Dr. B.A. Bolt de la Universidad de Berkeley, California.

Del total de las réplicas se han seleccionado 26, ocurridas entre el 27 de Mayo y el 8 de Junio de 1980. La magnitud de las mismas oscila entre 4.8 y 3.0, no siendo en ningún caso inferior a esta cifra. El área estudiada, está comprendida entre 37° 25' y 37°40' latitud Norte y 118°45' y 119°00' longitud Oeste. Las réplicas seleccionadas corresponden a aquellos terremotos que

como mínimo se registraron en 16 estaciones. El número máximo de estaciones por terremoto es de 39, siendo 58 el total de estaciones en funcionamiento. En la figura 4.20 se muestra la localización de los epicentros y en la 4.21 de las estaciones. En la tabla 4.9 se da un número de orden asignado a cada terremoto, coordenadas del epicentro, magnitud y profundidad del foco en km. En la tabla 4.10 se dan las coordenadas de las estaciones utilizadas en este trabajo.

Las distancias epicentrales oscilan entre 0 y 150 km, excepto para las estaciones SLD, PRI, SAO, MHC y LLA, para las que oscilan entre 200 y 230 km. No obstante quedan dentro del rango de lo que hemos considerado como terremotos cercanos. Para determinar el ángulo de incidencia, θ , se ha utilizado el modelo

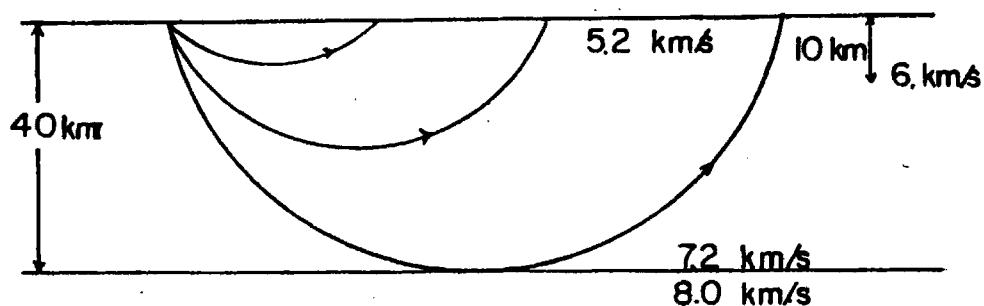


Fig. 4.22

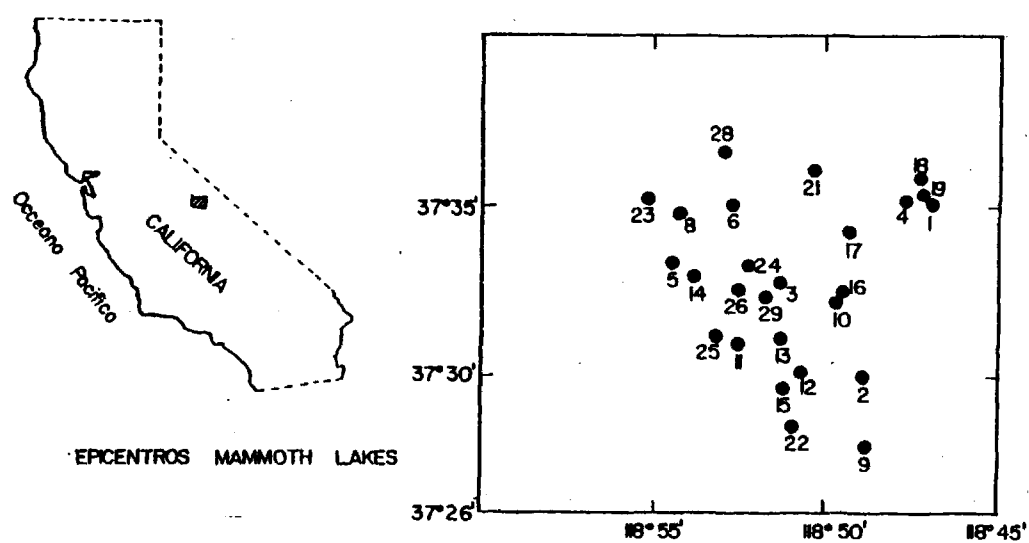


Fig. 4.20 Distribución espacial de epicentros de Mammoth Lakes.

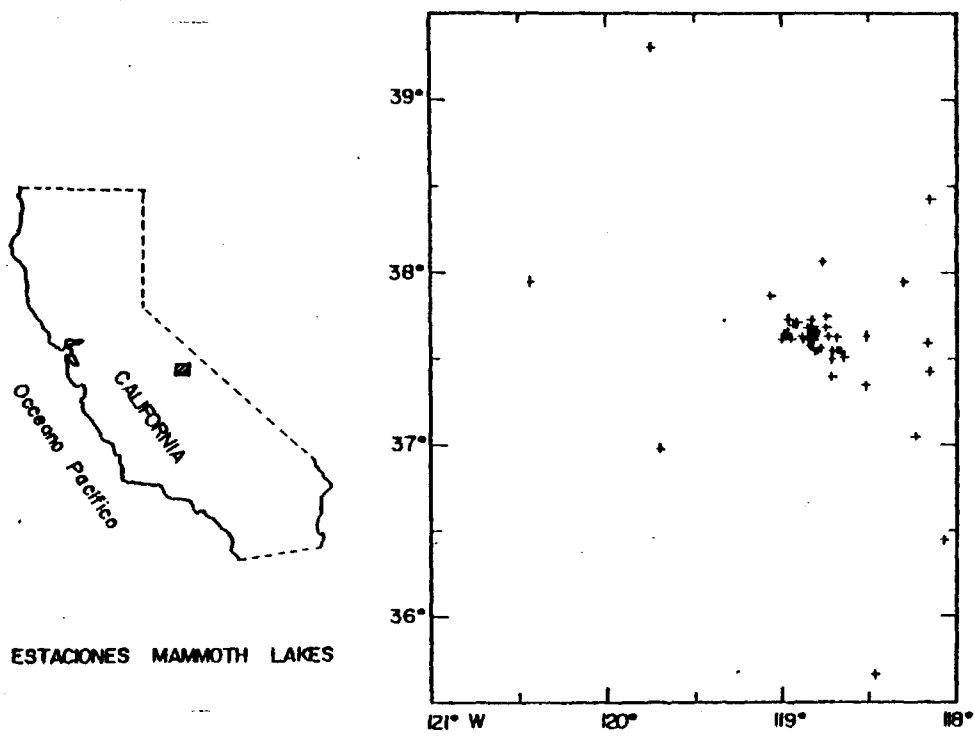


Fig. 4.21 Distribución espacial de estaciones de Mammoth Lakes.

TABLA 4.9

MAMMOTH LAKES

N° de orden	Fecha	Hora	Latitud N.	Longitud W.	Profundi- dad (Km)	Magni- tud
1	27-5-1980	19 01 08.38	37° 35.09'	118° 47.02'	4.1	4.8
2	27-5-1980	21 34 54.43	37° 30.05'	118° 48.90'	8.6	4.3
3	27-5-1980	23 41 03.84	37° 32.73'	118° 51.38'	6.2	4.0
4	28-5-1980	04 02 58.78	37° 35.22'	118° 47.68'	4.0	3.9
5	28-5-1980	04 22 11.66	37° 33.35'	118° 54.52'	10.0	3.9
6	28-5-1980	05 16 28.39	37° 35.05'	118° 52.84'	10.0	4.9
8	28-5-1980	06 07 43.71	37° 34.68'	118° 54.31'	1.4	4.0
9	28-5-1980	11 54 37.99	37° 27.89'	118° 48.92'	7.1	4.4
10	29-5-1980	04 18 52.90	37° 32.21'	118° 49.75'	9.6	4.2
11	29-5-1980	05 55 44.19	37° 30.80'	118° 52.50'	1.2	4.1
12	29-5-1980	17 21 01.37	37° 29.97'	118° 50.69'	2.7	4.2
13	30-5-1980	12 01 53.01	37° 31.13'	118° 51.26'	6.0	4.0
14	30-5-1980	15 41 58.12	37° 32.94'	118° 53.88'	2.2	4.1
15	31-5-1980	00 58 17.82	37° 29.56'	118° 51.18'	6.3	4.5
16	31-5-1980	08 05 19.61	37° 32.52'	118° 49.51'	10.7	4.2
17	31-5-1980	10 11 31.01	37° 34.20'	118° 49.34'	4.1	4.3
18	31-5-1980	15 16 11.92	37° 35.90'	118° 47.34'	7.3	4.9
19	31-5-1980	15 20 19.88	37° 35.27'	118° 47.22'	5.3	4.0
21	31-5-1980	23 15 29.52	37° 36.11'	118° 54.40'	11.7	4.0
22	01-6-1980	06 47 36.62	37° 28.53'	118° 51.00'	5.2	4.6
23	02-6-1980	10 22 20.83	37° 35.22'	118° 55.23'	4.9	4.1
24	02-6-1980	20 34 14.11	37° 33.22'	118° 52.27'	4.0	4.1
25	04-6-1980	19 09 21.64	37° 31.19'	118° 53.23'	4.9	3.9
26	05-6-1980	19 41 01.90	37° 32.52'	118° 52.64'	7.0	4.4
28	07-6-1980	23 47 52.89	37° 36.57'	118° 53.00'	5.1	4.0
29	08-6-1980	06 25 27.52	37° 31.25'	118° 51.78'	8.2	4.0

TABLA 4.10 MAMMOTH LAKES

Estación	LATITUD N.	LONGITUD W.
MNV	38° 26.20'	118° 08.90'
JAS	37° 56.80'	120° 26.30'
FRI	36° 59.50'	119° 42.50'
BON	37° 57.31'	118° 18.10'
TNP	38° 08.92'	117° 13.06'
WCN	39° 18.10'	119° 45.38'
TIN	37° 03.30'	118° 13.70'
CWC	36° 26.30'	118° 04.70'
ISA	35° 39.80'	118° 28.40'
CRWL	37° 41.52'	118° 45.45'
LANV	37° 41.22'	118° 51.94'
SHRC	37° 37.35'	118° 56.92'
TOMS	37° 33.03'	118° 40.29'
TUN	37° 21.28'	118° 31.23'
HCR	37° 38.56'	118° 50.39'
AEB	37° 51.58'	119° 04.42'
GLM	37° 45.23'	118° 45.93'
CML4	37° 43.34'	118° 55.56'
CCBH	37° 40.76'	118° 49.11'
CCEX	37° 36.84'	118° 49.83'
CCLE	37° 38.65'	118° 41.38'
COMC	37° 37.71'	118° 59.22'
CRKC	37° 29.77'	118° 43.11'
CSMR	37° 31.00'	118° 39.16'
CSWN	37° 38.29'	118° 53.50'
CUMC	37° 32.96'	118° 48.80'
ORC	37° 38.12'	118° 39.36'
CLK	37° 35.44'	118° 49.45'
MRS	37° 38.88'	118° 57.66'
BZS	37° 33.00'	118° 48.90'
LMC	37° 43.70'	118° 57.66'
MONN	38° 03.65'	118° 46.55'
MNA	38° 25.97'	118° 09.40'
RYNN	38° 37.69'	118° 31.38'
FERN	38° 35.57'	118° 10.5'
RCK	37° 32.80'	118° 41.28'
WIT	37° 37.88'	118° 48.64'
MCC	37° 33.25'	118° 47.88'
HOT	37° 39.25'	118° 48.29'
CBR	37° 40.75'	118° 49.51'
FIS	37° 36.84'	118° 49.82'
LAK	37° 38.49'	118° 43.70'

Estación	LATITUD N.	LONGITUD W.
HCF	37° 38.51'	118° 50.98'
CON	37° 35.38'	118° 51.17'
MGE	37° 33.67'	118° 47.22'
LAR	37° 37.37'	118° 53.38'
TOM	37° 33.05'	118° 40.32'
DMP	37° 44.26'	118° 49.54'
LKM	37° 41.80'	118° 56.13'
TWL	37° 36.93'	119° 00.37'
ROC	37° 29.78'	118° 43.16'
MIN	37° 23.70'	118° 43.08'
UCK	37° 38.97'	118° 58.52'
SLD	37° 04.48'	121° 13.23'
PRI	36° 08.50'	120° 39.90'
SAO	36° 45.90'	121° 26.70'
MHC	37° 20.50'	121° 38.50'
LLA	36° 37.00'	120° 56.60'

de corteza representado en la figura 4.22 Se trata de un modelo de corteza en la que la velocidad varía con la profundidad de forma lineal. Al tratarse de distancias epicentrales pequeñas, las proyecciones de las estaciones quedan en el borde de la esfera focal. Sin embargo al ser distancias mayores que la de Pirineos y Lorca, algunos puntos quedan en el centro de la esfera focal quedando mejor definidos los planos de falla.

4.4.1.- Resultados.

Se ha procedido a analizar conjuntamente los datos correspondientes a los 26 terremotos. Los valores iniciales de ρ_k han sido de 6. y la orientación inicial de los ejes T y P arbitraria.

Se ha obtenido una orientación para los ejes de esfuerzos de:

	θ	ϕ
T:	$82^\circ \pm 2^\circ$	$236^\circ \pm 1^\circ$
P:	$88^\circ \pm 3^\circ$	$327^\circ \pm 2^\circ$

el total de observaciones es de 771 y el valor final de $F = -\log L = 297$. El valor final de $p = .82$.

En la figura 4.23 se ha representado los valores de ρ_k frente a p_k para los 26 terremotos. En la parte superior de la figura se ha dibujado el mecanismo focal obtenido como solución conjunta de los 26 terremotos. La línea a trazos separa a los terremotos con un valor de p_k superior a .75. De acuerdo con el método expuesto se han separado aquellos terremotos con un valor de p_k superior a .75, formándose un grupo compuesto por 19 terremotos. En la figura 4.23 también se muestran los valores de ρ_k frente a p_k obtenidos para este primer grupo al que se denominará de ahora en adelante

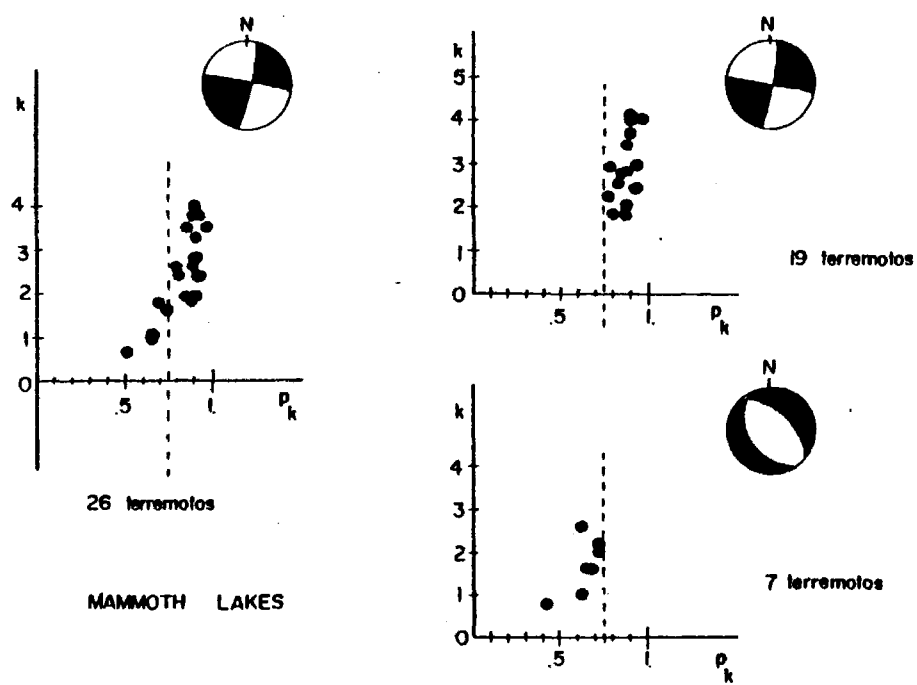


Fig. 4.23 Valores de p_k versus p_k para los terremotos de Mammoth Lakes: formación del grupo I.

lante grupo I. En la parte superior de la gráfica se ha representado el mecanismo focal obtenido para el grupo I. Se observa que prácticamente coincide con el obtenido para los 26 terremotos. Ello es lógico ya que a este grupo pertenecen la mayoría de los terremotos, 19 de un total de 26.

Se procedió a calcular el mecanismo conjunto de los 7 terremotos restantes, los valores de ρ_k frente a p_k para estos terremotos también se muestran en la figura 4.23. Se observa que ninguno de ellos tiene un valor de p_k superior a .75, la mayoría oscilan entre .60 y .70 (un total de 4 terremotos). Por tanto se ha considerado que no es posible formar ningún grupo con estos 7 terremotos y hay que recurrir al cálculo del mecanismo de estos terremotos de forma individual.

En la tabla 4.11, se indican los valores obtenidos para los ejes P y T del grupo I, así como las estimaciones de las desviaciones estándar, orientación de los planos de falla y terremotos que constituyen este grupo, indicándose por medio del número de orden asignado a cada terremoto en la tabla 4.9.

El mecanismo focal obtenido para el grupo I, corresponde a una falla de desgarre con ejes de tensión T y presión P, horizontales y orientados en la dirección NE-SW el T y NW-SE el P. Los planos de falla son verticales y con orientación N-S y E-W. El mecanismo focal de este grupo está bien definido habiéndose obtenido valores pequeños para las estimaciones de las desviaciones estándar (del orden de 3°) a excepción de $\sigma_{\phi_P} = 18^\circ$.

Los siete terremotos que no forman ningún grupo son ML05, ML08, ML10, ML13, ML21, ML25, ML26. Como ya se ha indicado, para estos terremotos se ha calculado el mecanismo de forma individual. En la tabla 4.12 se indican los valores correspondientes a los ejes T y P, y planos de falla de los terremotos, así como el número de observaciones y el valor de p.

TABLA 4.11

GRUPO	TOTAL OBSERVACIONES	P	θ	T	ϕ	θ	P	ϕ
I	193	.88	$86^{\circ} \pm 2^{\circ}$		$235^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$88^{\circ} \pm 18^{\circ}$		$326^{\circ} \pm 1^{\circ}$

PLANOS NODALES

GRUPO	A:	ϕ	δ	λ	B:	ϕ	δ	λ
I 1, 2, 3, 4 6, 9, 11, 12 14, 15, 16, 17 18, 19, 22, 23 24, 28, 29		$11^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$86^{\circ} \pm 2^{\circ}$	$2^{\circ} \pm 4^{\circ}$		$280^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$88^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$4^{\circ} \pm 2^{\circ}$

TABLA 4.12

Terremoto	N	p	EJES T y P		PLANOS DE FALLA			
			θ	ϕ	ϕ	δ	λ	
5	28	.68	T: $89^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$245^{\circ} \pm 16^{\circ}$	$147^{\circ} \pm 60^{\circ}$	$46^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$79^{\circ} \pm 20^{\circ}$	
			P: $8^{\circ} \pm 18^{\circ}$	$340^{\circ} \pm 39^{\circ}$	$343^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$46^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$79^{\circ} \pm 20^{\circ}$	
8	19	.84	T: $87^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$64^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$115^{\circ} \pm 77^{\circ}$	$62^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$27^{\circ} \pm 13^{\circ}$	
			P: $52^{\circ} \pm 75^{\circ}$	$332^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$12^{\circ} \pm 84^{\circ}$	$66^{\circ} \pm 45^{\circ}$	$31^{\circ} \pm 73^{\circ}$	
10	32	.81	T: $85^{\circ} \pm 9^{\circ}$	$212^{\circ} \pm 13^{\circ}$	$151^{\circ} \pm 3^{\circ}$	$60^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$47^{\circ} \pm 18^{\circ}$	
			P: $37^{\circ} \pm 19^{\circ}$	$115^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$269^{\circ} \pm 75^{\circ}$	$51^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$40^{\circ} \pm 18^{\circ}$	
13	32	.67	T: $87^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$233^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$314^{\circ} \pm 23^{\circ}$	$42^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$78^{\circ} \pm 41^{\circ}$	
			P: $9^{\circ} \pm 13^{\circ}$	$120^{\circ} \pm 42^{\circ}$	$150^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$49^{\circ} \pm 12^{\circ}$	$79^{\circ} \pm 34^{\circ}$	
21	25	.80	T: $89^{\circ} \pm 8^{\circ}$	$214^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$262^{\circ} \pm 16^{\circ}$	$70^{\circ} \pm 53^{\circ}$	$21^{\circ} \pm 86^{\circ}$	
			P: $61^{\circ} \pm 54^{\circ}$	$123^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$165^{\circ} \pm 19^{\circ}$	$70^{\circ} \pm 28^{\circ}$	$22^{\circ} \pm 14^{\circ}$	
25	26	.85	T: $82^{\circ} \pm 15^{\circ}$	$221^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$356^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$73^{\circ} \pm 17^{\circ}$	$6^{\circ} \pm 19^{\circ}$	
			P: $74^{\circ} \pm 69^{\circ}$	$313^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$88^{\circ} \pm 92^{\circ}$	$84^{\circ} \pm 18^{\circ}$	$17^{\circ} \pm 17^{\circ}$	
26	31	.68	T: $77^{\circ} \pm 13^{\circ}$	$66^{\circ} \pm 13^{\circ}$	$113^{\circ} \pm 15^{\circ}$	$54^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$19^{\circ} \pm 22^{\circ}$	
			P: $53^{\circ} \pm 16^{\circ}$	$326^{\circ} \pm 9^{\circ}$	$11^{\circ} \pm 11^{\circ}$	$75^{\circ} \pm 17^{\circ}$	$37^{\circ} \pm 7^{\circ}$	

Los mecanismos de los terremotos ML05, ML10 y ML13 indican el movimiento de fallas normales con eje de tensión T horizontal y orientación NF-SW (figura 4.24). Los terremotos ML05 y ML13 presentan un eje de presión vertical. El elevado valor en la estimación de la desviación estándar de ϕ_p ($\Delta 40^\circ$) para el terremoto ML05 es debido precisamente a la verticalidad de este eje ($\theta_p = 8^\circ$). El valor del parámetro p es muy bajo para los terremotos ML05 y ML13 (.68 y .67 respectivamente). El mecanismo focal de estos tres terremotos presenta uno de los planos de falla orientado en dirección N-S.

El mecanismo focal de los terremotos ML08, ML21 y ML26 corresponde a una falla normal con una componente de desgarre (figura 4.24). También en este caso se ha obtenido un eje de tensión T horizontal y orientado en dirección NE-SW para el terremoto ML21 y ENE-WSW para los terremotos ML08 y ML26. El valor de p , proporción de aciertos, es muy bajo en el caso del terremoto ML26, .68.

La solución obtenida para el terremoto ML25, corresponde a una falla de desgarre, con eje de tensión y presión horizontales y orientados en dirección NE-SW y NW-SE, respectivamente. Los planos de falla tienen orientación N-S y E-W. Si se comparan los valores obtenidos para los planos de falla y ejes T y P del grupo I con los del terremoto ML25 se observa que son muy parecidos. El hecho de que el terremoto ML25 no esté incluido entre los que forman el grupo I es debido al reducido número de observaciones ($N = 26$) y a la distribución de las mismas: basta variar 10° la orientación de los planos de falla para que el valor de p oscile entre .70 y .80 y por tanto que este terremoto forme parte del grupo I o no (se seleccionaron sólo aquellos terremotos con $p_k > .75$).

En la figura 4.25 se ha representado la localización espacial de los terremotos y el tipo de mecanismo focal de cada uno de ellos, el mecanismo conjunto para el grupo I y el individual para

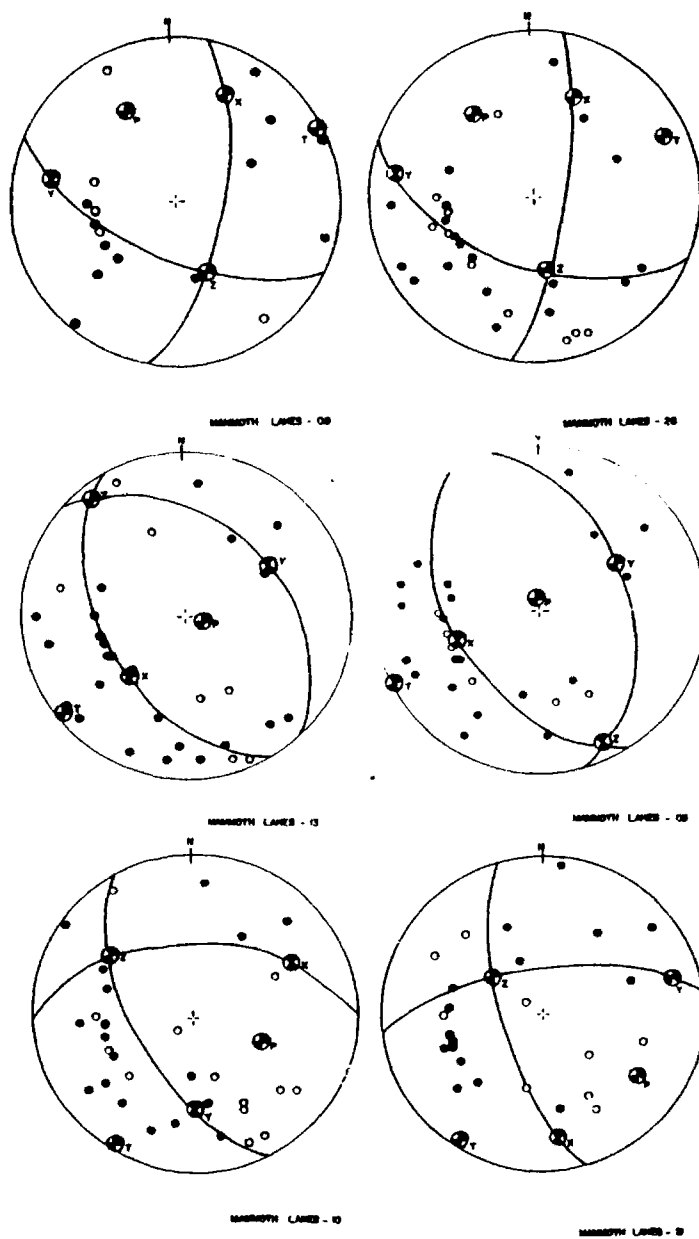


Fig. 4.24 Mecanismo focal de los terremotos ML05, ML10, ML13, ML08, ML21 y ML26 de Mammoth Lakes.

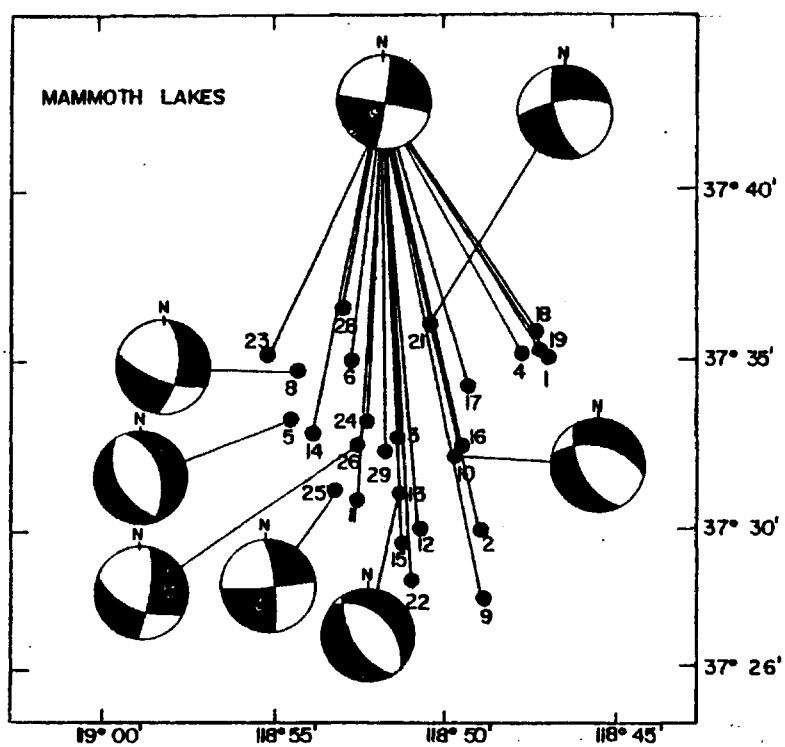


Fig. 4.25 Distribución espacial de terremotos de Mammoth Lakes y mecanismo focal de los mismos, ya sea el regional o individual.

los 7 restantes. Se observa que no hay relación aparente entre la distribución espacial de los terremotos y su mecanismo focal. También se aprecia el hecho ya mencionado de que a excepción de los terremotos ML05, ML10 y ML13, en todos los demás uno de los dos planos de falla tiene orientación N-S. Excepto para el terremoto 21, el buzamiento de este plano de falla es en dirección SW y muy cercano a la vertical.

En la figura 4.26 se ha representado sobre la esfera focal los ejes T y P obtenidos como solución regional del grupo I y los ejes P y T obtenidos para cada uno de estos terremotos al hacer el estudio individual de los mismos. Se aprecia en la solución regional un eje de tensión horizontal y orientado en dirección NE-SW y eje de presión también horizontal y orientado en dirección NW-SE. Se observa que las soluciones individuales se agrupan en un círculo con centro en la solución regional. La única excepción la constituye el eje de tensión obtenido para el terremoto ML09.

Se ha querido comparar los valores regionales con el valor medio calculado para una distribución angular de este tipo.

Si se suponen N direcciones angulares sobre una esfera agrupados en torno a un valor medio, distribución de Fisher (1953), la mejor estimación de la dirección media es la suma de las N direcciones individuales. Esto es: si α_i, β_i , y γ_i son los cosenos directores de la dirección i definida por (θ_i, ϕ_i) (apartado II.2), la dirección media viene dada en función de los cosenos directores por:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^N \alpha_i}{R} \quad \beta = \frac{\sum_{i=1}^N \beta_i}{R} \quad \gamma = \frac{\sum_{i=1}^N \gamma_i}{R} \quad (4.14)$$

$$\text{siendo} \quad R^2 = \left(\sum_{i=1}^N \alpha_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N \beta_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N \gamma_i \right)^2 \quad (4.15)$$

La orientación de la dirección media se obtiene de forma inmediata de las ecuaciones anteriores

$$\phi_m = \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{\sum_{i=1}^N \beta_i}{\sum_{i=1}^N \alpha_i} \right) \quad (4.16)$$

$$\theta_m = \cos^{-1} \left(\frac{\sum_{i=1}^N \gamma_i}{R} \right) \quad (4.17)$$

La desviación estándar angular de la media viene dada por ϵ

$$\epsilon = \delta N^{-1/2} \quad (4.18)$$

siendo $\delta = \cos^{-1} \left(\frac{R}{N} \right)$

este ϵ representa el radio de un círculo de error con centro en la media dada por las ecuaciones (4.3).

El primer problema que surge al tratar de hallar ϵ para los terremotos de Mammoth Lakes, deriva de la horizontalidad de los ejes T y P. En este caso los ejes de esfuerzos obtenidos al analizar cada terremoto, quedan unos en hemisferio superior y otros en el hemisferio inferior de la esfera focal (figura 4.27). Lógicamente hay que reducirlos todos al mismo hemisferio.

Para conseguirlo basta sumar 180° al azimut de eje de aquellos terremotos que estén en el hemisferio superior y restar el ángulo de incidencia de 180° para los mismos terremotos.

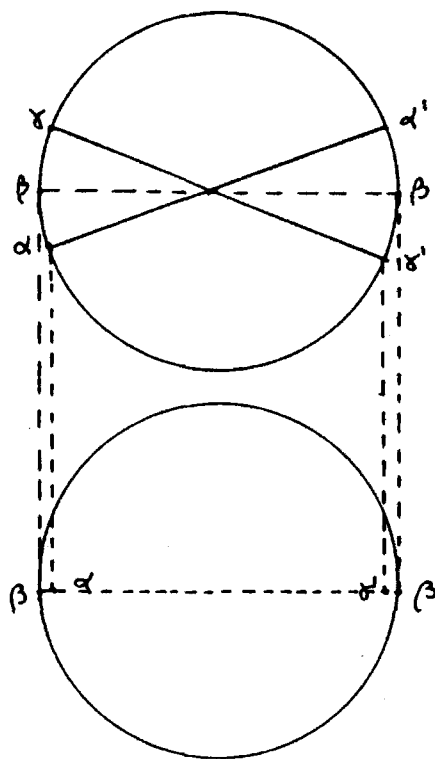


Fig. 4.27 Reducción sobre la esfera focal.

-139-

$$\phi' = 180 + \phi$$

$$\theta' = 180 - \theta$$

Hecho esto, para los 18 terremotos que forman el grupo I se han obtenido los siguientes valores:

	θ_m	ϕ_m	ϵ
T:	82°	236°	6°
P:	83°	335°	4°

Si se comparan estos valores con los obtenidos en la determinación del mecanismo regional

	θ	ϕ
T:	86° ± 2°	235° ± 1°
P:	88° ± 2°	327° ± 1°

se observa que concuerdan dichos valores. Este acuerdo es mayor para el eje T que para el P.

4.4.2.- Conclusiones.

La serie de terremotos de Mammoth Lakes tuvo lugar en una zona que forma parte del sistema de fallas que limita la provincia geomórfica de Sierra Nevada con la del Great Basin. Al norte de Bishop (situado a unos 56 km al SW de Mammoth Lakes) el sistema de fallas no está tan bien definido y se compone de una serie de fallas de traza NNW como la Hilton Creek.

La zona es sísmicamente activa, con terremotos de magnitudes de 5.5 a 6.0 e intervalo de ocurrencia entre 10 y 20 años. Entre 1971 y 1980 hubo gran actividad sísmica en esta zona pudiéndose

determinar el mecanismo focal de unos 13 terremotos. La mayoría de ellos indican un movimiento de falla de desgarre, aunque se observan algunos movimientos correspondientes a fallas normal. El eje de tensión que a comienzos de los años 70 mostraba una dirección ENE-WSW, para los terremotos del período 1978-1980, muestran un eje de tensión NE-SW (C.H. Cramer, 1980).

La serie aquí estudiada está formada por réplicas de los terremotos de 25 de Mayo de 1980. Para los cuatro terremotos principales del 25 de Mayo, se obtuvieron mecanismos de falla de desgarre con eje de tensión horizontal y orientado en la dirección NE-SW (Cramer, 1980). Para las réplicas estudiadas de Mammoth Lake, parece evidente la existencia de un mecanismo regional en la zona. Dicho mecanismo estaría representado por el grupo I:co responde al movimiento de una falla de desgarre con ejes de tensión y presión horizontales y orientados en dirección NE-SW y NW-SE, respectivamente. La existencia de una serie de terremotos con mecanismo de falla normal (ML05, ML10 y ML13, ML08, ML21, ML26) es perfectamente aceptable dentro del entorno tectónico de la zona.

El caso de la serie de Mammoth Lakes contrasta notablemente con las otras dos series estudiadas: Pirineos y Lorca.

- en primer lugar la serie de Mammoth Lakes está constituida por terremotos de magnitudes superiores a las de Pirineos y Lorca, aunque estas últimas son más parecidas.

- el número de estaciones por terremoto es mucho mayor en el caso de los terremotos de Mammoth Lakes. Basta comparar el criterio de selección elegido en cada caso: número mínimo de estaciones que registraron un terremoto, 3 para Lorca, 10 para Pirineos y 16 para Mammoth Lakes.

- el mecanismo focal de los terremotos de Mammoth Lakes es de falla de desgarre mientras que en el Pirineo y Lorca se obtenían

soluciones de fallas normales e inversas. Hay que recordar que el mecanismo de falla de desgarre es el que queda siempre mejor determinado (capítulo 3.5).

Finalmente, la zona estudiada de Mammoth Lakes, si bien es más sencilla geológicamente si la comparamos con las de Pirineos o Lorca (Murcia), no resulta totalmente homogénea. Si bien el estado de esfuerzos en la zona parece corresponder a un mecanismo predominante de falla de desgarre, es posible la existencia de algunos mecanismos de fallas normales.

5.- ESTIMACION DE LOS ERRORES DE LAS ESTACIONES.

En la determinación del mecanismo regional de un conjunto de terremotos, es el parámetro ρ_k quien indica la pertenencia de cada terremoto al mecanismo regional calculado. Aquellos terremotos con un valor de p_k muy bajo, tienen valores de ρ_k pequeños o negativos, de forma que apenas influyen en la determinación de los ejes de esfuerzos. De forma idéntica, aquellos terremotos con p_k cercano a 1 ó incluso 1, tienen valores de ρ_k muy elevados teniendo un gran peso en la estimación de los planos de falla.

Supongamos ahora que se tiene una estación "mala", es decir una estación en la que de forma sistemática se obtienen lecturas equivocadas lo cual se refleja al obtener valores de p_i (proporción de aciertos en la estación i) menores o iguales a .5. Una solución ante este problema sería eliminar esta estación, pero ello implica una pérdida de información, ya que disminuye el número de observaciones. Otra solución sería compensar de alguna manera el efecto de estas estaciones haciendo que influyan poco en la estimación de los planos de falla. Ello puede lograrse introduciendo un parámetro similar a las ρ_k pero que represente los errores debidos a las estaciones.

5.1.- Modelo probabilístico utilizado.

Brillinger (1980), además del modelo utilizado hasta ahora propone otros modelos como el dado por la expresión

$$\pi_{ik} = \gamma_i + (1-2\gamma_i) * (\rho_k A_{ik}) \quad \begin{matrix} k = 1, \dots, M \\ i = 1, \dots, N \end{matrix}$$

donde γ_i ya no es una constante, sino que tiene un valor para cada una de las i estaciones. De forma similar a ρ_k , γ_i tiene en principio el mismo valor para todas las estaciones: 10^{-6} . Al minimizar la función F es cuando varía para cada una de las i estaciones.

nes. Una restricción que se impone es que las i estaciones de cada terremoto sean siempre las mismas N estaciones.

Se ha utilizado la expresión (3.18) en vez de la (3.17) como la probabilidad de leer una compresión en la estación i para el terremoto k .

Por tanto la función F , el logaritmo cambiado de signo de la función de verosimilitud, a partir de su minimización se obtendrán las estimaciones de $\theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k, \gamma_i$ ya no vendrá dado por la expresión (3.30). Ahora la expresión para F es:

$$F = - \log L = - \sum \log \left[\frac{1}{2} + \left(\frac{1}{2} - \gamma_i \right) Y_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right) \right] \quad (5.1)$$

expresión que se ha obtenido sustituyendo en (3.30) π_{ik} por su valor dado en (3.18).

El problema surge al minimizar F . Como se vió en el capítulo 3, F es una función que depende de ζ_L parámetros, siendo $\zeta_L = \theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k$, es decir de $3+M$ parámetros. Al variar la expresión de F introduciendo parámetros nuevos γ_i , se ha aumentado el número de variables independientes. Ahora F es una función que depende de $\theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k, \gamma_i$, es decir de un total de $3+M+N$ variables.

Las expresiones de las derivadas parciales de F respecto a los tres parámetros son similares a las obtenidas en capítulo 3, basta sustituir γ por γ_i

$$\frac{\partial F}{\partial \theta_T(\phi_T, \phi_P)} = \frac{1}{\frac{1}{2} + \left(\frac{1}{2} - \gamma_i \right) Y_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right)} \quad (5.2)$$

$$\left(\frac{1}{2} - \gamma_i \right) Y_{ik} \frac{\rho_k}{\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right)^2} \frac{\partial A_{ik}}{\partial \theta_T(\phi_T, \phi_P)}$$

Hay que recordar que las derivadas parciales $\frac{\partial A_{ik}}{\partial \theta_T}, \frac{\partial A_{ik}}{\partial \phi_T},$

$\frac{\partial A_{ik}}{\partial \phi_P},$ se calculan de forma numérica.

También es similar la expresión de las derivadas parciales de F respecto a ρ_k

$$\frac{\partial F}{\partial \rho_k} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma_i) \gamma_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right)} \left(\frac{1}{2} - \gamma_i \right) \gamma_{ik} \frac{A_{ik}}{\sqrt{2}} e^{-\left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right)^2} \quad (5.3)$$

Las nuevas derivadas parciales son las de F respecto a γ_i y vienen dadas por la siguiente expresión:

$$\frac{\partial F}{\partial \gamma_i} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma_i) \gamma_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right)} \gamma_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right) \quad (5.4)$$

Sin embargo, estas derivadas parciales de F con respecto a γ_i , son las que van a plantear un problema. El valor inicial de γ_i es el mismo para las i variables y muy pequeño, concretamente 10^{-6} . Supongamos el caso en que $\operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right)$ tenga un valor próximo a 1. Si sustituimos este valor en la expresión se obtiene:

$$\left. \begin{array}{l} \operatorname{erf} \left(\frac{\rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right) = 1 \\ \gamma_i = 10^{-6} \\ \gamma_{ik} = \pm 1 \end{array} \right\} \begin{array}{l} \frac{\partial F}{\partial \gamma_i} = \frac{-1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - 10^{-6}) (\pm 1) (1)} (\pm 1) (1) \\ \frac{\partial F}{\partial \gamma_i} = 10^6 \end{array} \quad (5.5)$$

Es decir que las derivadas parciales $\frac{\partial F}{\partial \gamma_i}$ pueden tomar valores muy elevados, del orden de 10^6 . Como a partir de estas derivadas se construye la matriz de información I, y la matriz de covarianza (ver capítulo 3), esta dificultad hace que no sea válido el método de γ_i .

5.2.- Método de la α :

Al no ser factible, por la dificultad antes expuesta, el modelo dado por la expresión (3.18), se propone otro modelo en el que la probabilidad de leer una compresión en la estación i para el terremoto k viene dada por:

$$\pi_{ik} = \gamma + (1-2\gamma) \Phi(\alpha_i \rho_k A_{ik}) \quad \begin{matrix} k = 1, \dots, M \\ i = 1, \dots, N \end{matrix} \quad (5.6)$$

Esto no es sino una combinación de los modelos (3.17) y (3.18).

Básicamente se trata del modelo (3.17), pero se ha introducido en la función una nueva variable, α_i , similar a ρ_k pero que sirve para pesar las estaciones. Al igual que en el caso de γ_i , todos los terremotos han de haber sido registrados en las mismas N estaciones. Lógicamente ello introduce restricciones en el tratamiento de los datos. Este método en general será más útil en el caso de terremotos cercanos y en especial cuando se trate de datos de microsismicidad o estudio de réplicas de un terremoto: muchos epicentros y una pequeña red local de estaciones.

Al utilizar para π_{ik} la expresión (5.6) hay que modificar la expresión (3.30) que da el valor de F. Si sustituimos π_{ik} por su valor queda

$$F = -\log L = - \sum_{i,k} \log \left[\frac{1}{2} + \left(\frac{1}{2} - \gamma \right) \gamma_{ik} \operatorname{erf} \left(\frac{\alpha_i \rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}} \right) \right]$$

Ahora, igual que en el caso de γ_i variable, F depende de $3+M+N$ variables $\theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k, \alpha_i$, con $k = 1, \dots, M$

$$F = F(\zeta_l)$$

$$i = 1, \dots, N$$

$$l = 1, \dots, 3+M+N$$

Las derivadas parciales de F respecto a las variables $\theta_T, \phi_T, \phi_P, \rho_k$ se modifican ligeramente:

$$\frac{\partial F}{\partial \theta_T(\phi_T, \phi_P)} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma) \operatorname{erf}\left(\frac{\alpha_i \rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)} (1 - 2\gamma) \frac{\rho_k \alpha_i}{\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{\rho_k \alpha_i A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)^2}$$

$$\frac{\partial A_{ik}}{\partial \theta_T(\phi_T, \phi_P)} \quad (5.8)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \rho_k} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma) \operatorname{erf}\left(\frac{\alpha_i \rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)} (1 - 2\gamma) \frac{A_{ik} \alpha_i}{\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{\rho_k \alpha_i A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)^2}$$

$$(5.9)$$

Conviene recordar que las derivadas $\frac{\partial A_{ik}}{\partial \theta_T}, \frac{\partial A_{ik}}{\partial \phi_T}, \frac{\partial A_{ik}}{\partial \phi_P}$ se

calculan de forma numérica.

Las derivadas de F respecto a las nuevas variables α_i , vienen dadas por la expresión

$$\frac{\partial F}{\partial \alpha_i} = \frac{1}{\frac{1}{2} + (\frac{1}{2} - \gamma) \operatorname{erf}\left(\frac{\alpha_i \rho_k A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)} (1 - 2\gamma) \frac{A_{ik} \rho_k}{\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{\rho_k \alpha_i A_{ik}}{\sqrt{2}}\right)^2}$$

$$(5.10)$$

Al aumentar el número de las variables independientes también aumentan las dimensiones de las matrices de información, covarianza y correlación. Ahora tienen dimensiones $(3+M+N) \times (3+M+N)$

5.3.- Aplicación del método de la α_i .

Para aplicar el método de la α_i , se ha elaborado un programa numérico: el MECST1.

Básicamente se trata del programa MECSTA en el que se han introducido algunas modificaciones. Estas modificaciones afectan principalmente al cálculo de las derivadas parciales y de la matriz de información (subrutinas ALOGLI e INFMAT). Se calcula la proporción de aciertos tanto para cada terremoto, p_k , como para cada estación p_i .

El primer problema que surgió al tratar de aplicar el método de la α_i , fue qué valor inicial debía darse a las nuevas variables α_i .

Cuando se utiliza sólo ρ_k , se da un valor inicial de 6 a todos los terremotos. En el caso de utilizar ρ_k y α_i se ha considerado excesivo tomar para cada uno de estos parámetros un valor inicial igual a 6. Si se hiciera así, ello implicaría que la amplitud teórica, A_{ik} , se multiplicaría por un factor de 36. En ese caso pierde importancia el valor numérico de la amplitud y sólo importa el signo de A_{ik} .

También se estudió la posibilidad de dar un valor inicial distinto a ρ_k y α_i pero ello implica dar más peso a los terremotos o a las estaciones. Finalmente y tras diversos ensayos, se decidió tomar valores iniciales iguales tanto para ρ_k como para α_i : 3 en todos los casos. Así las amplitudes teóricas A_{ik} , sólo quedan multiplicadas por 9, con lo cual aún no ha perdido importancia el valor numérico de las mismas.

5.3.1.- Aplicación a Bear Valley.

Se ha procedido a aplicar el método de la α_i , a una serie de terremotos de Bear Valley (California). El estudio de esta serie de terremotos ya se ha hecho en diversos trabajos (A. Udiás et al., 1980, A. Udiás et al., 1982).

Del total de 18 terremotos que componen la serie estudiada en los trabajos mencionados, se ha seleccionado un total de 14 sismos que han sido registrados en las mismas 22 estaciones.

Se ha procedido a determinar el mecanismo regional de estos 14 terremotos utilizando el método de la α_i . Los valores iniciales de ρ_k y α_i han sido de 3. En la figura 5.1 se muestran los valores de ρ_k frente a p_k . Se observa que a excepción de un terremoto con un valor de p_k muy bajo ($p_k = .5$) y un valor de $\rho_k = 1$ (corresponde al terremoto BV2) todos los demás tienen valores de p_k iguales o mayores que .8. Los valores de ρ_k para el resto de los terremotos son superiores a 2. En la tabla 5.1 se dan los valores de los ejes T y P, así como de las estimaciones de las desviaciones estándar para estos ángulos. Al estudiar los valores de α_i frente a p_i (figura 5.1), se observan tres estaciones con un valor de p_i muy bajo: PRS ($p_i = .21$), HER ($p = .07$) y SJG ($p_i = .64$). Hay que recordar que un valor de p inferior a .5 indica que para ese terremoto o estación, las observaciones tienen el signo opuesto al esperado del modelo. En el caso que estamos estudiando este hecho queda reflejado en los valores negativos obtenidos para cada una de las α_i correspondientes a estas tres estaciones. De esta forma estas estaciones influyen poco en el cálculo del mecanismo regional.

En el caso de los terremotos de Bear Valley se aprecia claramente la utilidad del método de la α_i : A excepción de un terremoto, BV2, todos los demás tienen un valor de p_k elevado y por tanto de ρ_k , sin embargo existen estaciones, en especial PRS y HER, con un valor de p_i menor a .5. Este hecho queda compensado con

TABLA 5.1

Bear Valley									
α_i	p_k	F	N	p total	θ	T	ϕ	θ	P ϕ
3.	3.	60.7	308	.86	76° \pm 3°		81° \pm 2°	89° \pm 2°	171° \pm 1°
-	9.	135.0	308	.86	77° \pm 2°		80° \pm 1°	90° \pm 1°	171° \pm 1°
-	3.	131.5	308	.86	76° \pm 2°		81° \pm 1°	89° \pm 2°	171° \pm 1°

Mammoth Lakes									
α_i	p_k	F	N	p total	θ	T	ϕ	θ	P ϕ
3.	3.	31.9	165	.88	85° \pm 5°		234° \pm 2°	87° \pm 8°	325° \pm 2°
-	9.	53.9	165	.84	83° \pm 5°		56° \pm 4°	89° \pm 12°	145° \pm 4°

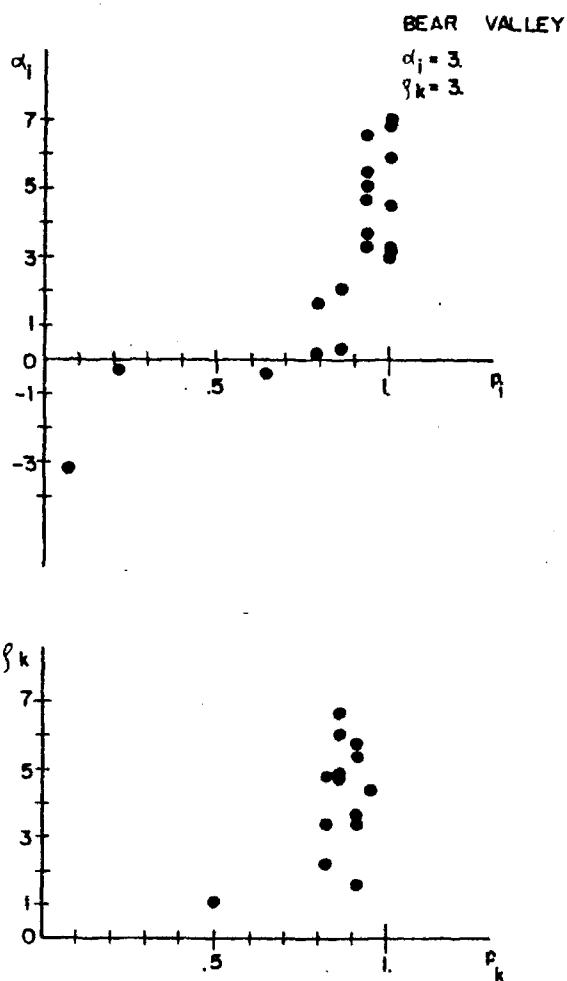


Fig. 5.1 Valores de ρ_k versus p_k y de α_i versus p_i para Bear Valley obtenidos usando el método de α .

los valores negativos obtenidos para α_i .

Así mismo se ha calculado el mecanismo regional de estos 14 terremotos utilizando sólo el parámetro ρ_k , programa MECSTA, a fin de poder comparar con los resultados obtenidos utilizando α_i . Para poder comparar con los resultados anteriores, ahora se ha dado a ρ_k un valor inicial de 9. Los resultados obtenidos se dan en la tabla 5.2. En la figura 5.2 se ha representado los valores de ρ_k versus p_k obtenidos al utilizar sólo el parámetro ρ_k .

Si se comparan los resultados de la tabla 5.1 y los de la tabla 5.2, se observa que la orientación obtenida para los ejes T y P coincide prácticamente en ambos casos. No se han mejorado los resultados obtenidos al utilizar sólo ρ_k , ya que las estimaciones de las desviaciones estándar son prácticamente las mismas. Lo que si que ha mejorado es el valor de F. Conviene recordar que este es el valor de la función que se minimiza y por tanto cuanto menor sea tanto mejor es la minimización. Si se observa la figura 5.2 se encuentra que los valores obtenidos para p_k son los mismos que en el caso de utilizar el método de la α_i , sin embargo los valores de ρ_k son superiores a los que se aprecian en la figura 5.1. Ello es debido a que los valores iniciales de ρ_k son más altos en este caso ($\rho_k = 9$).

Por último, en la tabla 5.1 se indican los valores de T y P calculados a partir de un valor inicial de $\rho_k = 3$ y utilizando sólo este parámetro. Se observa que se obtienen los mismos resultados que se han obtenido para ρ_k inicial igual a 9. No se ha considerado necesario representar en este caso ρ_k frente a p_k .

5.3.2.- Aplicación a Mammoth Lakes.

El segundo grupo de terremotos a los que se ha aplicado este método ha sido a los terremotos de Mammoth Lakes cuyo es-

-152-

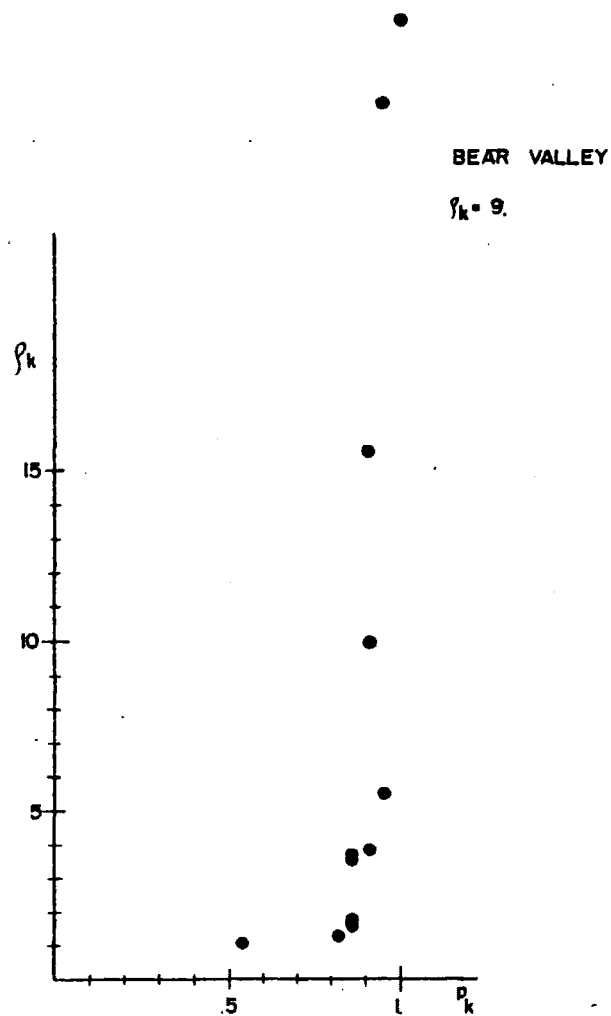


Fig. 5.2 Valores de ρ_k versus p_k para Bear Valley
obtenidos sin pesar las estaciones.

dio se ha expuesto en el capítulo 4.

Del total de terremotos estudiados, se ha seleccionado 11 registrados todos en las mismas 15 estaciones. Estos 11 terremotos pertenecen a lo que se ha denominado grupo I en el capítulo 4. Igual que en el caso de Bear Valley, se ha procedido a determinar el mecanismo focal de estos terremotos utilizando el método de α_i y se ha comparado estos resultados con los obtenidos al utilizar sólo el parámetro ρ_k .

Los valores iniciales de ρ_k y α_i han sido iguales a 3. En la figura 5.3 se han representado los valores de ρ_k frente a p_k . El valor total de p es de .88. Se observa que todos los terremotos tienen un valor elevado de p_k ($p_k > .8$). Los valores de ρ_k oscilan entre 1. y 3.2. En la figura 5.3 se muestran los valores de α_i frente a p_i . La mayor parte de las estaciones tienen un valor de p_i mayor o igual a .8 (JAS tiene $p_i = .73$) la excepción la constituye la estación SLD con un valor de $p_i = .00$, es decir ningún acierto. Para esta estación se obtiene un valor de α_i negativo e igual a -2.3. Para el resto de las estaciones los valores de α_i oscilan entre 1.5 y 4.0. En este caso de los terremotos de Mammoth Lake, queda reflejado con mayor claridad un hecho ya expuesto en el caso de Bear Valley: la totalidad de los terremotos tienen un valor de p_k elevado ($p_k > .80$) y sin embargo existe una estación, SLD, con un valor de $p_i = .00$.

En la figura 5.4 se ha representado los valores de ρ_k frente a p_k obtenidos al determinar el mecanismo regional haciendo uso sólo del parámetro ρ_k (valor inicial 9.). Se observa que la mayoría de los terremotos al igual que en el caso anterior tienen un valor de $p_k > .80$. El valor total de p es de .84.

En la tabla 5.2 se indican los valores obtenidos para las orientaciones de los ejes de tensión T y presión P. Se observa que prácticamente se obtienen las mismas orientaciones. El que los azimu-

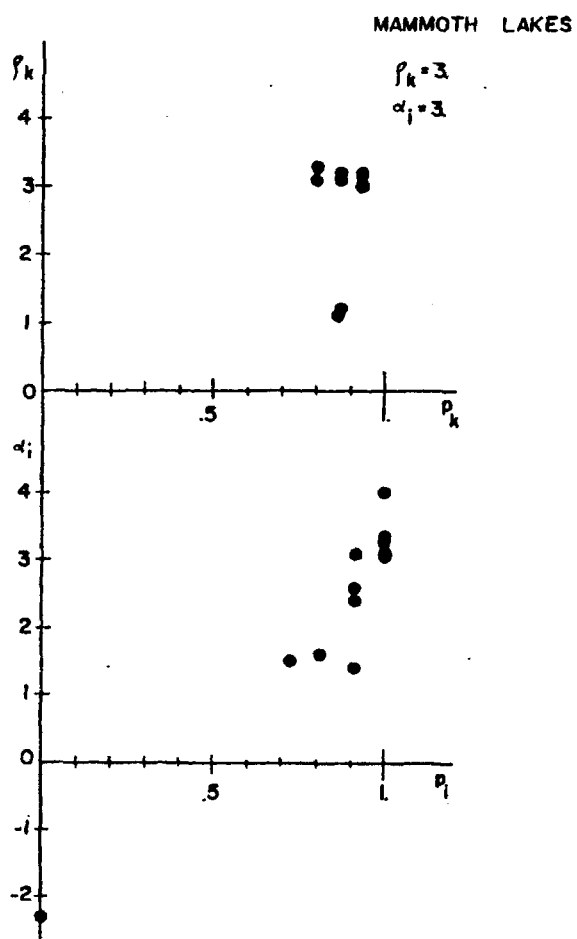


Fig. 5.3 Valores de ρ_k versus p_k y de α_i versus p_i para Mammoth Lakes obtenidos usando el método α .

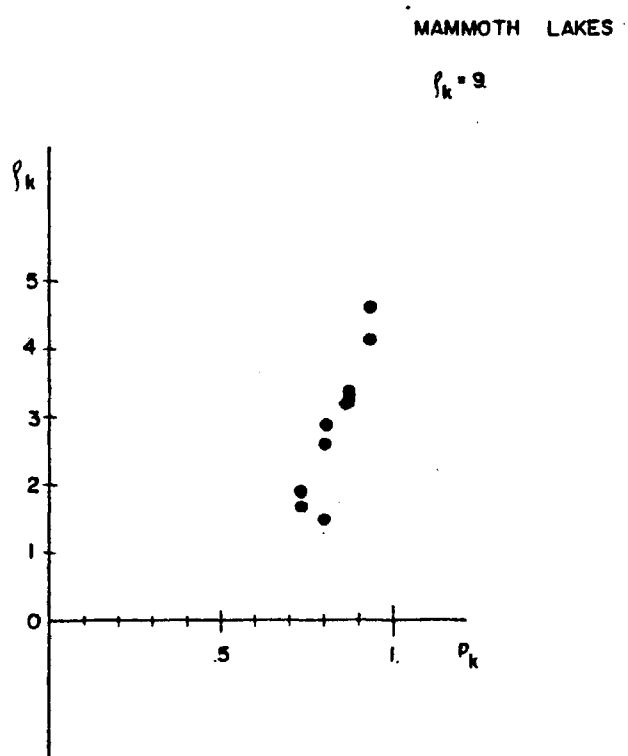


Fig. 5.4 Valores de ρ_k versus p_k obtenidos sin
pesar las estaciones.

tes de los ejes T y P difieran en 180° es consecuencia de la horizontalidad de estos ejes. El valor de las estimaciones de las desviaciones estandard son ligeramente inferiores en el caso de utilizar el método de α_i , si bien no hay una gran diferencia. Los valores de F (función que se minimiza) si que son mucho menores en el caso de usar las α_i , al igual que sucedía en el caso de Bear Valley. Si se comparan los valores de los ejes T y P con los obtenidos para el grupo I, capítulo 4, se observa que son similares. El valor más elevado en las estimaciones de las desviaciones estandard en comparación con las obtenidas para el grupo I, es debido a que en el caso de las α_i , ha disminuído el número de observaciones: 165 frente a 484 para el grupo I.

5.4.- Conclusiones.

En resumen, el método de las α_i resulta útil para poder compensar el efecto de los errores en las estaciones sin tener que eliminar a priori alguna de éstas. Sin embargo, los resultados obtenidos no han sido todo lo satisfactorios que se esperaba. Ello puede ser debido a que al introducir las α_i se ha aumentado el número de parámetros a minimizar, pasando de $3+M$ variables a tener $3+M+N$. En algunos casos se ha doblado el número de variables independientes, como en el caso de Mammoth Lake, en que se ha pasado de tener 14 variables que minimizar (3 ángulos + 11 terremotos) a tener 29 variables (hay que sumar las 15 estaciones). Quizás haya que imponer alguna condición tanto a las ρ_k como a las α_i . La condición a imponer puede ser del tipo

$$\begin{aligned} N \\ \sum_{i=1} \alpha_i &= 1 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N \\ \sum_{k=1} \rho_k &= 1 \end{aligned}$$

-157-

No obstante se ha considerado que ello quedaba fuera del marco de este trabajo, dejándose para estudios posteriores.

6.- DETERMINACION DEL MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS POR MEDIO DE ONDAS P y S.

Al revisar en el capítulo 2 los diferentes métodos para el cálculo del mecanismo focal de un terremoto, se indicó cómo es posible utilizar las observaciones de la onda S. Según se expuso, uno de los métodos que mejores resultados han proporcionado, ha sido el que hace uso del ángulo de polarización de la onda S (Stauder, 1960). Sin embargo este método resulta bastante laborioso ya que hay que digitizar cada onda. Entre los sismólogos de la escuela rusa (Bessanova et al., 1960), ha sido frecuente el uso de las amplitudes del primer impulso de las ondas SV y SH. La principal dificultad que presenta el uso de la onda S consiste en que no siempre se observa con nitidez su llegada, siendo en muchos casos casi imposible saber donde empieza la onda S.

En el presente trabajo, se ha pretendido que el método empleado sea relativamente sencillo. Para ello, y a fin de mantener el mismo criterio que para la onda P, se propone la utilización solamente del signo del primer impulso de las componentes SV y SH de la onda S.

Dada la dificultad que presenta la observación de la onda S, su uso debe entenderse como un complemento a las observaciones de la onda P. Conviene recordar que en algunos casos, y debido a la distribución de las observaciones sobre la esfera focal, existe cierta ambigüedad al determinar los planos de falla de un terremoto (algunos terremotos de Mammoth Lakes, por ejemplo, capítulo 4) o bien uno de los planos de falla está muy mal determinado, como ocurre en los mecanismos de fallas verticales.

Lógicamente, el método aquí propuesto, sólo será aplicable a telesismos, ya que si bien en éstos a veces resulta difícil distinguir con nitidez el primer impulso de la onda S, en el caso de terremotos cercanos es prácticamente imposible.

6.1.- Determinación del signo del primer impulso de la onda S. Distribución de signos de las componentes SV y SH sobre la esfera focal.

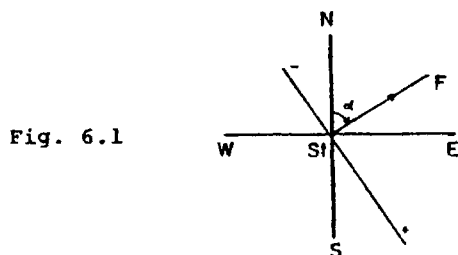
Al determinar el mecanismo focal de un terremoto haciendo uso del signo del primer impulso de la onda P, se estableció el convenio de que una compresión equivalía a un signo de +1 y una dilatación a -1 (capítulo 3).

En el caso de ondas transversales, no existen compresiones y dilataciones, por tanto habrá que seguir otro criterio para definir lo que se entiende por positivo y negativo.

En este trabajo, se ha seguido el criterio dado por Stauder (1960).

- la componente SV de la onda S, es positiva cuando se observa un impulso hacia arriba en la primera llegada del componente vertical de la onda S. Es negativa en caso contrario.

- para la componente SH el convenio es el siguiente: se traza la perpendicular al azimut en la estación. La parte de la derecha en la dirección estación-foco es positivo y negativo lo que queda a la izquierda. Es decir, supongamos el caso dado por la figura



6.1. Será positivo si el primer impulso de la onda SH es en dirección Este o Sur y negativo si el primer impulso es en dirección Norte u Oeste.

Lógicamente para leer el signo del primer impulso de la componente SV se utilizará la componente vertical del sismograma. Para la componente SH se ha establecido el siguiente criterio:

- si el azimut en la estación, α , es menor de 45 se leerá en la componente E-W del sismograma.
- si $\alpha \geq 45$ en la componente N-S.

Si bien en el caso de la componente SH resulta más laborioso el determinar el signo del primer impulso de dicha componente, no lo es tanto como en el caso del ángulo de polarización, para el que hay que digitizar cada uno de los impulsos observados.

Otro problema que va a surgir es el de la distribución de signos del primer impulso SV y SH sobre la esfera focal. Para la onda P esta distribución es en cuatro cuadrantes de signo alternativo. Para las componentes SV y SH no resulta tan sencillo. En ambos casos cada una de las líneas nodales pasa por el eje Z (Schaffner, 1959). Para la componente SH, la distribución de signos es similar a la de la onda P: en cuatro cuadrantes de signo alternativo. Las líneas nodales pasan por los ejes P y T. Para la componente SV resulta más complicado ya que la distribución de signos depende del tipo de mecanismo, también en este caso se cumple que una de las líneas nodales pasa por el eje Z. Más adelante se mostrará la distribución de signos del primer impulso de SV y SH para distintos tipos de mecanismos.

A priori parece que de las dos componentes de la onda S, la SV debido a que la distribución de signos del primer impulso es menos parecida a la de la onda P, va a ser más útil para completar los datos de esta última. No obstante existe una dificultad: la componente SV va a ser la más difícil de observar ya que en la práctica ésta se mide en la componente vertical del sismograma. Para telesismos el ángulo de incidencia es muy pequeño y la onda S tiene componente vertical pequeña.

6.2.- Modelo probabilístico utilizado.

Se ha utilizado el mismo modelo probabilístico que para la onda P, el dado por la ecuación (3.17)

$$\begin{aligned} \pi_{ik} &= \gamma + (1-2\gamma) \phi(\rho_k A_{ik}) & i &= 1, \dots, N_k \\ & & k &= 1, \dots, M \end{aligned}$$

De las i estaciones en que se ha registrado el terremoto k , ahora las NA_k primeras estaciones corresponden a las observaciones de la onda P, desde la NA_k+1 hasta la NB_k a las observaciones de la SV y desde la NB_k+1 hasta la N_k a las observaciones de la SH. Realmente ahora no haría falta el subíndice k , ya que normalmente sólo se va a tener las observaciones de un terremoto. No obstante ha preferido conservarse la notación a fin de tener una mayor uniformidad con la empleada para la onda P.

Al utilizar datos de ondas P, SV y SH, hay que utilizar fórmulas distintas para calcular las amplitudes teóricas A_{ik} . Según se vió en el capítulo 2, para una orientación de los ejes XYZ, las amplitudes de estas ondas vienen dadas por las siguientes ecuaciones (Stauder, 1960)

$$A_P = 2xy \quad (6.1)$$

$$A_{SV} = \frac{2xy \cos^2 \theta - \bar{z} (\gamma_x y + \gamma_y x)}{\sin \theta \cos \theta} \quad (6.2)$$

$$A_{SH} = \frac{(\alpha_x y + \alpha_y x) \bar{y} - (\beta_x y + \beta_y x) \bar{x}}{\sin \theta} \quad (6.3)$$

la notación corresponde a la empleada en el capítulo 2.

Estas amplitudes están referidas al sistema de fuerzas XYZ. Por tanto ahora los tres ángulos independientes son θ_x, ϕ_x, ϕ_y . Los ejes de tensión T y presión P, se calcularán a partir de los ejes

XYZ como ya se vió en el capítulo 2.

El proceso para estimar los parámetros ζ_1 , ahora $\zeta_1 = \theta_x, \phi_x, \phi_y, \rho_k$ es el mismo que se expuso cuando sólo se contaba con las observaciones de la onda P. La estimación se efectúa a partir de la minimización de la función F, que es la misma que la dada por la ecuación (3.30)

$$F = -\log L = - \sum_{i,k} \log \frac{1}{2} \left[1 + Y_{ik} (1-2\gamma) (2\phi_k A_{ik} - 1) \right]$$

hay que puntualizar que ahora Y_{ik} es el signo del primer impulso de la onda P, SV o SH y que las amplitudes teóricas A_{ik} se calculan de forma distinta según el tipo de observación de que se trate.

En este estudio se ha dado el mismo peso a las amplitudes teóricas A_{ik} de la onda P y de la onda S. No obstante no representaría ninguna dificultad el asignar un peso menor a las observaciones SV o SH, para ello bastaría multiplicar las amplitudes A_{ik} por el factor deseado, por ejemplo .5.

Otra variación reside en la estimación de las desviaciones estandard. En el capítulo 2 se vió como para los parámetros ζ_1 se calculan directamente a partir de la matriz de covarianza. Las estimaciones de las desviaciones estandard del resto de los ejes y planos de falla se calculan a partir de las anteriores según la ecuación (3.40). Por tanto al ser θ_x, ϕ_x, ϕ_y las variables independientes sus desviaciones estandard se calculan directamente. Las de los ejes T y P se calcularán de forma similar a como se calculaban las de X e Y en el apartado 3.5. Basta sustituir en las fórmulas X e Y por T y P.

Sin embargo, al utilizar como ángulos independientes de θ_x, ϕ_x, ϕ_y existen diferencias en la forma de cálculo de las estimaciones de los planos de falla. Según se vió en el capítulo 3, las estima-

ciones de las desviaciones estandard de los planos de falla vienen dadas por las ecuaciones

$$\left. \begin{array}{ll} \sigma_{\delta A} = \sigma_{\theta x} & \sigma_{\delta B} = \sigma_{\theta y} \\ \sigma_{\phi A} = \sigma_{\phi x} & \sigma_{\phi B} = \sigma_{\phi y} \end{array} \right\} \quad (6.4)$$

Por tanto ahora se obtienen directamente de la matriz de covarianza. La varianza del ángulo de deslizamiento, λ , se calcula como sigue:

El deslizamiento, λ , del plano A viene dado por la ecuación

$$\lambda_A = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\cos \theta_y}{\text{sen } \theta_x} \right)$$

Por tanto las derivadas parciales de λ_A son:

$$\frac{\partial \lambda_A}{\partial \theta_x} = LA \left(\text{sen } \theta_x \text{ sen } \theta_y C_1 + \cos \theta_x \cos \theta_y \right)$$

$$\frac{\partial \lambda_A}{\partial \phi_x} = LA \left(\text{sen } \theta_x \text{ sen } \theta_y C_2 \right)$$

(6.5)

$$\frac{\partial \lambda_A}{\partial \phi_y} = LA \left(\text{sen } \theta_x \text{ sen } \theta_y C_3 \right)$$

$$\text{siendo } LA = - \frac{1}{\cos \lambda_A \text{ sen}^2 \theta_x}$$

$$\left. \begin{array}{l} C_1 = \frac{\partial \theta_y}{\partial \theta_x} \\ C_2 = \frac{\partial \theta_y}{\partial \phi_x} \\ C_3 = \frac{\partial \theta_y}{\partial \phi_y} \end{array} \right\} \quad (6.6)$$

Estas derivadas parciales C_1 , C_2 y C_3 tienen expresiones semejantes a las dadas en el capítulo 3 para θ_p . Basta sustituir en las expresiones (3.41) θ_T, ϕ_T, ϕ_P por θ_x, ϕ_x , y ϕ_y

Para obtener las derivadas parciales del deslizamiento del otro plano de falla se procede de forma semejante

$$\lambda_B = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\cos \theta_x}{\text{sen} \theta_y} \right)$$

$$\frac{\partial \lambda_B}{\partial \theta_x} = LB \left(\text{sen} \theta_x \text{sen} \theta_y + \cos \theta_x \cos \theta_y C_2 \right)$$

$$\frac{\partial \lambda_B}{\partial \phi_x} = LB \left(\cos \theta_x \cos \theta_y C_2 \right) \quad (6.7)$$

$$\frac{\partial \lambda_B}{\partial \phi_y} = LB \left(\cos \theta_x \cos \theta_y C_3 \right)$$

$$\text{siendo } LB = - \frac{1}{\cos \lambda_B \text{sen}^2 \theta_y}$$

y C_1 , C_2 y C_3 son los mismos que las dadas por las expresiones (6.6)

Para obtener las estimaciones de las desviaciones estandar de λ_A y λ_B basta sustituir las expresiones de estas derivadas parciales en la ecuación

La proporción de aciertos p , era uno de los parámetros de precisión calculados al determinar el mecanismo focal de un terremoto. Al tener observaciones de la onda P y de las componentes SV y SH, interesa calcular el valor de p para cada uno de estos tipos de datos.

Se define

$$P_p (SV, SH) = \frac{\text{número de observaciones correctas } P (SV, SH)}{\text{número total de observaciones } P (SV, SH)}$$

Conviene recordar que para calcular el número de observaciones correctas se compara el signo de cada observación con el signo de la amplitud teórica A_{ik} de esta estación correspondiente a la orientación obtenida de los ejes XYZ. En el caso de usar observaciones P, SV y SH las amplitudes teóricas se calculan de distinta manera según el tipo de dato de que se trate. El valor total de p será

$$P_{\text{total}} = \frac{\text{número de observaciones correctas } P+SV+SH}{\text{número total de observaciones } P+SV+SH}$$

siempre se ha de cumplir que $p \leq 1$.

Este método ha sido programado para un ordenador UNIVAC-1100: programa ONDAPS. Básicamente el programa es el mismo que el descrito anteriormente para la onda P: programa MECSTA. Las variaciones son las que se han descrito en este apartado. Se han añadido dos subrutinas nuevas. AMPL1 y AMPL3, para el cálculo de las amplitudes SV y SH. En el Apéndice B se incluye un diagrama del programa ONDAPS.

6.3.- Casos teóricos.

A fin de estudiar la convergencia del programa ONDAPS, se ha utilizado una serie de casos teóricos.

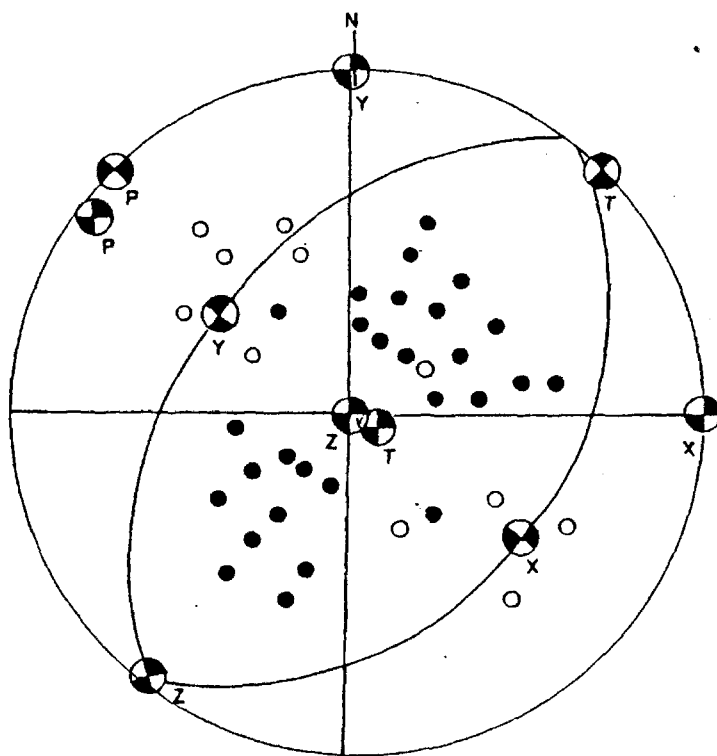
Dado que la utilización de la onda S se entiende como un complemento a las observaciones de la onda P, los casos elegidos corresponden a ciertos tipos de mecanismos en los que debido a la distribución de las observaciones quedan mal determinados los planos de falla. De esta forma se podrá comprobar si realmente las observaciones SV y SH pueden ayudar a una mejor determinación del mecanismo focal de un terremoto.

El método para generar las observaciones ha sido en cierta forma el inverso al cálculo del mecanismo focal. Elegida la orientación deseada para los planos de falla se ha calculado la amplitud teórica de ondas P, SV y SH, para una serie de estaciones distribuidas de forma que cubran toda la esfera focal. El signo de esas amplitudes es lo que se ha tomado como dato para cada estación. Eliminando cierto número de estaciones se ha procedido a volver a calcular el mecanismo.

Falla de desgarre-falla inversa.

El primero de los casos estudiados corresponde a un terremoto con una distribución de observaciones de la onda P como la dada en la figura 6.2. Según se observa, la distribución de estaciones tal que permite como solución un mecanismo de falla de desgarre o de falla inversa. Los planos de falla dibujados en la figura corresponden a las dos posibles soluciones.

Suponiendo esta distribución de estaciones se han calculado las amplitudes SV y SH para una orientación de los ejes XYZ correspondiente a una falla inversa (terremoto TE05) y para una falla de desgarre (terremoto TE06). En las figuras 6.3. y 6.4



observaciones P (TE05 = TE06)

Fig. 6.2 Distribución de observaciones P para el caso TE05=TE06 (falla inversa-desgarre), ejes XYZP y T y planos de falla.

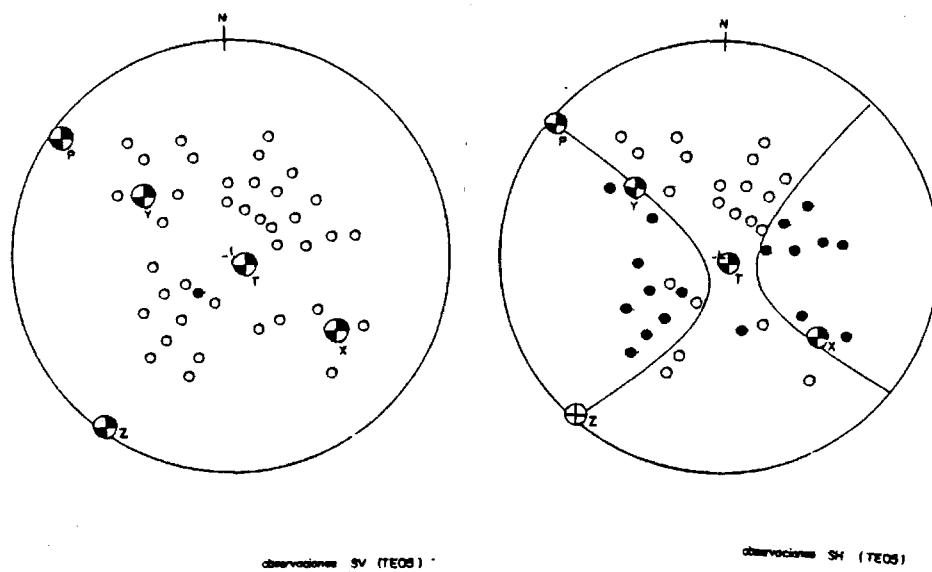


Fig. 6.3 Distribución de observaciones SV y SH para el terremoto TE05 (falla inversa), ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes.

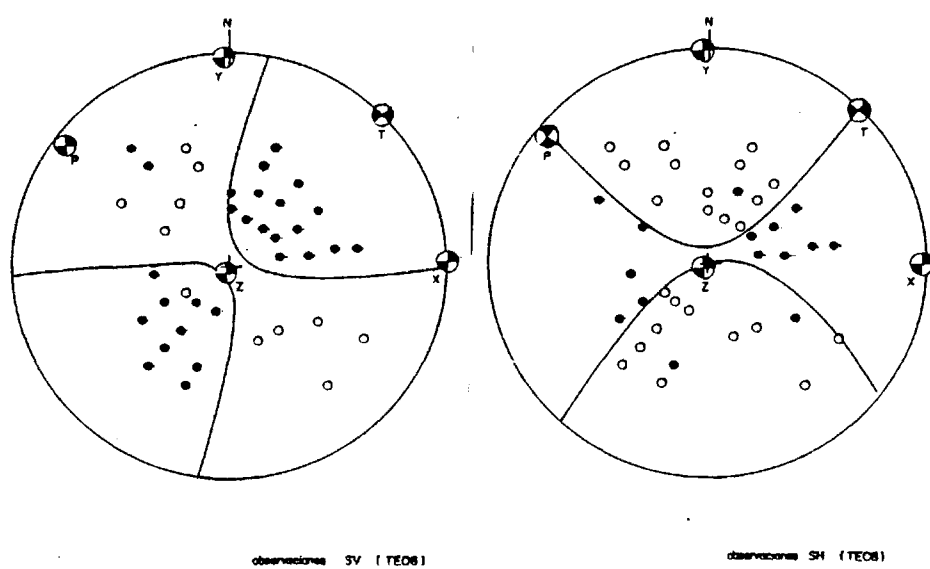


Fig. 6.4 Distribución de observaciones SV y SH para el terremoto TE06 (falla de desgarre) así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes.

se muestran la distribución de signos para cada una de las componentes SV y SH de estos dos terremotos así como las líneas no dales y los ejes XYZTyP. Obsérvese que si bien la distribución de las observacionesSH es casi la misma en ambos casos TE05 y TE06, no ocurre lo mismo con las de SV.

Se ha procedido a determinar el mecanismo focal de estos dos terremotos utilizando primero sólo las observaciones de la onda P. Nótese que en este caso se trata del mismo terremoto.

El número de observaciones N es de 39. Se han obtenido dos soluciones posibles dependiendo de la orientación inicial de los ejes X e Y. Una de las soluciones corresponde a una falla de desgarre (I) y la otra a una falla inversa (II)

Solución I

	ϕ	δ	λ	P
plano A:	$179^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$87^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$2^{\circ} \pm 12^{\circ}$.92
plano B:	$89^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$88^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$3^{\circ} \pm 15^{\circ}$	

Solución II

	ϕ	δ	λ	P
plano A:	$233^{\circ} \pm 28^{\circ}$	$49^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$79^{\circ} \pm 15^{\circ}$.87
plano B:	$34^{\circ} \pm 33^{\circ}$	$43^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$77^{\circ} \pm 17^{\circ}$	

El valor de p es de .92 y .87 respectivamente.

La solución I corresponde a una falla de desgarre con planos de falla orientados en dirección N-S y E-W y ejes de tensión y presión horizontales. La solución II corresponde a una falla inversa con planos de falla con orientación NE-SW, eje de tensión vertical y eje de presión horizontal. La solución I queda mejor determinada ya que son menores las estimaciones de las desviaciones estándar. No obstante hay que recordar lo expuesto en el ca

capítulo 3: a igualdad numérica de observaciones el mecanismo correspondiente a una falla de desgarre es el que queda siempre mejor determinado. Esto explica la diferencia en los valores de σ en los dos casos. La obtención de estas dos soluciones es consecuencia de la elección de las observaciones.

En la tabla 6.1 se indican los valores obtenidos para los ejes X,Y,T y P así como las estimaciones de las desviaciones estándar de estos ejes.

Por tanto para un terremoto con este tipo de datos se elegiría como solución la correspondiente a un mecanismo de falla de desgarre debido a que es la que queda mejor determinada (capítulo 3) aunque siempre existiría la posibilidad de que la solución real fuera la correspondiente a una falla inversa. Este dualismo sólo puede resolverse utilizando consideraciones geológicas.

Se ha vuelto a calcular el mecanismo focal de los casos TE05 (Inversa) y TE06 (desgarre) pero utilizando ahora observaciones P, SV y SH. Aunque se trata de las mismas estaciones las observaciones SV y SH son diferentes (figuras 6.3 y 6.4)

Para el caso TE05 (Inversa) se ha obtenido la siguiente orientación de los planos de falla

	ϕ	δ	λ	P
plano A:	$217^\circ \pm 9^\circ$	$48^\circ \pm 3^\circ$	$86^\circ \pm 9^\circ$.92
plano B:	$43^\circ \pm 10^\circ$	$42^\circ \pm 3^\circ$	$86^\circ \pm 12^\circ$	

El número de observaciones es de 117.

La solución obtenida corresponde a una falla inversa con eje de presión P horizontal y eje de tensión vertical. La orientación de los planos de falla es en dirección NE-SW. Si se comparan estos valores con los de la solución II se aprecia que han disminuí

TABLA 6.1

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES	θ		ϕ	
TE05 & TE06 (observaciones P)	39	X:	49° ₊ 6°	143° ₊ 28°	
		Y:	43° ₊ 6°	306° ₊ 33°	
		T:	9° ₊ 1°	204° ₊ 50°	
		P:	87° ₊ 6°	315° ₊ 25°	
TE05 & TE06 (observaciones P)	39	X:	87° ₊ 5°	89° ₊ 7°	
		Y:	88° ₊ 6°	359° ₊ 7°	
		T:	86° ₊ 5°	44° ₊ 7°	
		P:	89° ₊ 8°	134° ₊ 16°	
TE05 P+SV+SH	117	X:	87° ₊ 5°	89° ₊ 4°	
		Y:	84° ₊ 5°	354° ₊ 3°	
		T:	84° ₊ 5°	39° ₊ 3°	
		P:	88° ₊ 16°	309° ₊ 8°	
TE05 P+SV	78	X:	87° ₊ 6°	85° ₊ 6°	
		Y:	82° ₊ 7°	354° ₊ 6°	
		T:	81° ₊ 20°	40° ₊ 6°	
		P:	86° ₊ 17°	309° ₊ 8°	
TE05 P+SH	78	X:	46° ₊ 3°	133° ₊ 11°	
		Y:	44° ₊ 3°	309° ₊ 12°	
		T:	2° ₊ 1°	190° ₊ 119°	
		P:	89° ₊ 3°	311° ₊ 10°	
TE06 P+SV+SH	117	X:	48° ₊ 3°	127° ₊ 9°	
		Y:	42° ₊ 3°	313° ₊ 10°	
		T:	4° ₊ 1°	84° ₊ 59°	
		P:	87° ₊ 3°	310° ₊ 8°	

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES		θ	φ
TE06 P+SV	78	X:	43°+ 5°	142°+ 18°
		Y:	43°+ 5°	310°+ 20°
		T:	7°+ 1°	205°+ 51°
		P:	88°+ 5°	316°+ 15°
TE06 P+SH	78	X:	43°+ 4°	325°+ 15°
		Y:	51°+ 4°	117°+ 10°
		T:	15°+ 1°	55°+ 14°
		P:	89°+ 5°	310 + 9°

do las estimaciones de las desviaciones estandard, en especial la correspondiente al azimut de los planos A y B, pasa de 33 a 9. En la tabla 6.1 se indican los valores de los ejes X,Y,T y P. El elevado valor de $\sigma_{\phi_T} = 59$ es consecuencia de la verticalidad del eje T ($\theta_T = 4$).

También se ha calculado el mecanismo focal haciendo uso de datos P+SV y P+SH. En la tabla 6.1 se indican los resultados. En ambos casos el mecanismo obtenido corresponde a una falla inversa si bien han aumentado las estimaciones de las desviaciones estandard. Ello es lógico ya que el número de observaciones es ahora de 92 frente a las 117 de P+SV+SH. Si se compara la solución obtenida para datos P+SV con la de P+SH se observa que es mejor esta última. Las estimaciones de σ son del orden de (4°- 14°) para P+SH frente a valores de (5°- 20°) para P+SV. Para observaciones P+SH el eje T no es tan vertical ($\theta_T = 15^\circ$).

Estudiemos ahora el caso TE06 (falla de desgarre)

Para observaciones P+SV+SH se obtiene una solución de falla de desgarre con ejes de tensión y presión horizontales y planos de falla horizontales y orientación N-S, E-W.

	ϕ	δ	λ	P
plano A:	$176^\circ \pm 4^\circ$	$87^\circ \pm 5^\circ$	$6^\circ \pm 2^\circ$.84
plano B:	$84^\circ \pm 4^\circ$	$84^\circ \pm 5^\circ$	$3^\circ \pm 4^\circ$	

El número de observaciones es de 117 y el valor total de $p=.84$

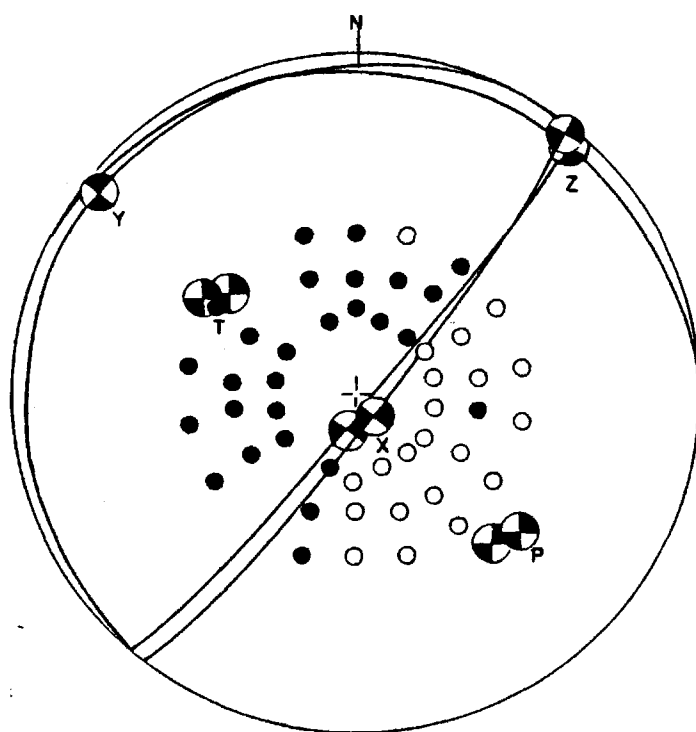
En la tabla 6.1 se indican los valores obtenidos para los ejes X,Y,T y P. Si se comparan estos valores con los de la solución I, se observa que coinciden ambas soluciones, sin embargo ahora han disminuido las estimaciones de las desviaciones estandard. Ello es debido a que el número de observaciones P+SV+SH es de 117 frente a sólo 39 datos de onda P.

Por último en la tabla 6.1 se indican los resultados obtenidos al calcular el mecanismo focal del caso TE06 usando observaciones P+SH y P+SV. Se observa que para datos P+SV la solución obtenida corresponde a una falla de desgarre con ejes T y P horizontales y planos de falla orientados en dirección N-S y E-W, que coinciden con los obtenidos para datos P+SV+SH. Al disminuir el número de observaciones, 78 frente a 117, aumentan las estimaciones de las desviaciones estándar de los ejes y planos de falla. Curiosamente la solución obtenida para observaciones P+SH corresponde a una falla inversa cuyos planos tienen orientación NE-SW como la del terremoto TE05. El eje de presión es horizontal y el de tensión vertical ($\theta_T = 2^\circ$), debido a ello la desviación estándar del azimut del eje T es muy elevada, 119. No obstante esta solución es peor que la obtenida con datos P+SH para el terremoto TE05.

Como último test, se ha procedido a calcular el mecanismo focal de los terremotos TE05 y TE06 usando observaciones P+SV+SH y utilizando como solución inicial del terremoto TE05 la obtenida anteriormente para el terremoto TE06 y viceversa. En ambos casos se han obtenido una solución de falla inversa para el terremoto TE05 y de falla de desgarre para el TE06 y los valores coinciden con los indicados anteriormente. Ello prueba la convergencia del programa independientemente del valor inicial utilizado y el poder de resolución de datos de SV y SH para discriminar mecanismos que son ambiguos con solo los datos de la onda P.

Falla vertical.-

Otro de los tipos de falla en la que al menos uno de los planos de falla suele estar muy mal determinado, es una falla vertical siendo el segundo plano casi horizontal. Supongamos una serie de estaciones sobre la esfera focal, como la de la figura 6.5, corresponden a observaciones de la onda P. Se obtiene como solución un mecanismo focal de falla vertical. Debido a su



observaciones P (TE03=TE04)

Fig. 6.5 Distribución de observaciones P sobre la esfera focal correspondientes a los casos TE03 y TE04 así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla.

distribución sobre la esfera focal, el plano vertical está muy bien determinado, sin embargo el otro plano de falla, horizontal, puede ser prácticamente cualquiera. De ellos hemos seleccionado dos separados por $\phi=90^\circ$ que están dibujados en la figura 6.5. De la misma forma que en el ejemplo anterior, las observaciones SV y SH se han calculado a partir del signo de la amplitud teórica de cada una de las estaciones para la orientación de los planos de falla como la dada por la figura 6.5.

En ambos casos el número de observaciones es el mismo. Se ha denominado TE03 el mecanismo cuyos planos de falla corresponden a la línea entera de la figura 6.5 y TE04 el correspondiente a la línea a trazos de dicha figura. En ambos casos el plano vertical es el mismo.

En primer lugar se ha procedido a calcular el mecanismo focal del caso TE03 utilizando sólo datos P. Se ha obtenido la siguiente solución: (I)

	ϕ	δ	λ	p
plano A:	$144^\circ \pm 12^\circ$	$28^\circ \pm 24^\circ$	$7^\circ \pm 13^\circ$.94
plano B:	$47^\circ \pm 9^\circ$	$87^\circ \pm 4^\circ$	$62^\circ \pm 20^\circ$	

Debido a los valores elevados obtenidos para las desviaciones estandard del plano A, se volvió a calcular el mecanismo focal partiendo de una orientación inicial distinta de los ejes X,Y. La solución obtenida fue (II)

	ϕ	δ	λ	p
plano A:	$289^\circ \pm 9^\circ$	$41^\circ \pm 14^\circ$	$16^\circ \pm 9^\circ$.94
plano B:	$31^\circ \pm 6^\circ$	$80^\circ \pm 3^\circ$	$50^\circ \pm 15^\circ$	

El número de observaciones es de 48 y el valor de $p=.94$ en ambos casos.

Obsérvese que las dos soluciones corresponden a fallas verticales.

La solución I corresponde a un mecanismo de falla vertical con el plano vertical, B, está bien determinado, con estimaciones de las desviaciones estándar del orden de 10° . Sin embargo el plano A, plano horizontal, está mucho peor determinado, estimaciones de σ del orden de 20° . La otra solución obtenida, II, corresponde a una falla inversa con uno de los planos de falla vertical, B. Si bien en este caso las estimaciones de las desviaciones estándar son menores, la solución obtenida no corresponde al tipo de falla estudiado. En este caso también hay una ambigüedad en el mecanismo focal calculado. En la tabla 6.2 se indican los valores de X,Y,T y P obtenidos en cada una de las dos soluciones.

A fin de comprobar si es posible mejorar el cálculo del mecanismo de este caso se ha procedido a utilizar las observaciones SV y SH. En las figuras 6.6 y 6.7 se ha representado sobre la esfera focal las observaciones correspondientes a una orientación de los planos de falla como la dada en la figura 6.5 así como las líneas

El número de observaciones P+SV+SH es de 144 frente a 48 de la onda P, es decir se ha triplicado el número de observaciones.

Para el terremoto TE03 se ha obtenido la siguiente solución:

	ϕ	δ	λ	P
plano A:	$286^\circ \pm 12^\circ$	$17^\circ \pm 8^\circ$	$19^\circ \pm 6^\circ$.92
plano B:	$34^\circ \pm 5^\circ$	$85^\circ \pm 2^\circ$	$74^\circ \pm 2^\circ$	

El valor total de p es de .92, siendo la proporción de aciertos de la onda P de .92, y los de la SV y SH .92 y .94 respectivamente. Esta solución coincide con la representada en la figura

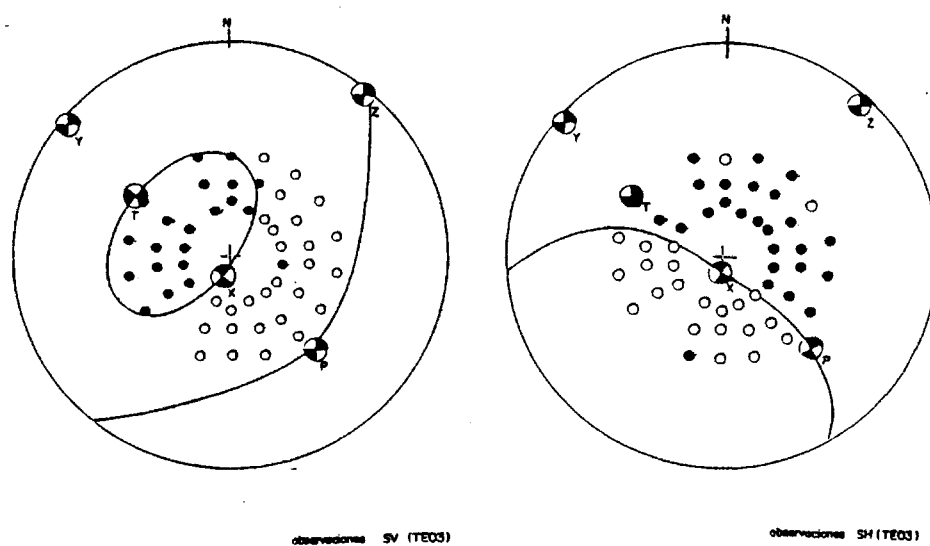


Fig. 6.6 Distribución de observaciones SH y SV sobre la esfera focal correspondientes al caso TE03 así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes.

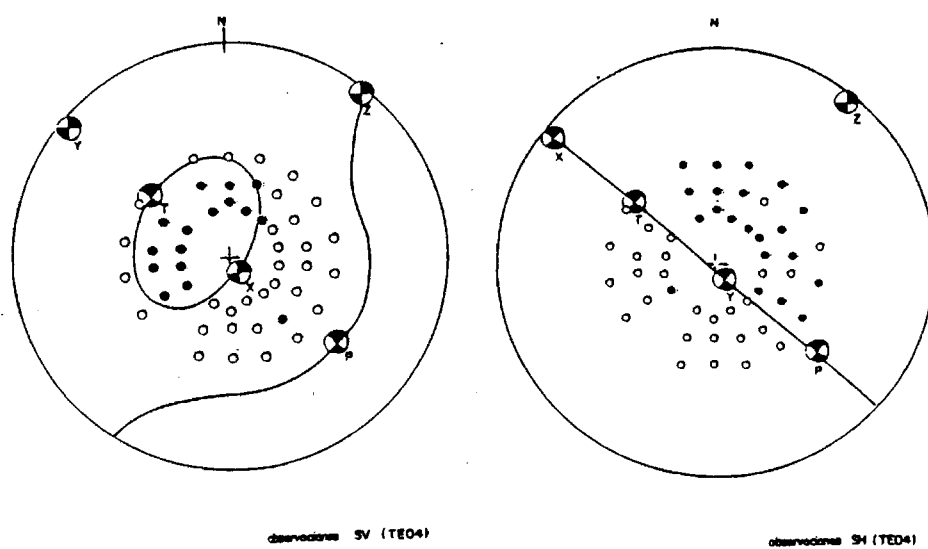


Fig. 6.7 Distribución de observaciones SV y SH sobre la esfera focal correspondientes al caso TE04 así como ejes X,Y,Z,T y P y planos de falla para cada una de las componentes.

6.5 por la línea entera. En la tabla 6.2 se indican los ejes X,Y,T y P obtenidos para esta solución.

Si se comparan estos resultados con las soluciones I y II, se observa que plano vertical, B, tiene la misma orientación. Las estimaciones de las desviaciones estandar han disminuido con respecto a las soluciones I y II, aunque no hay grandes diferencias. No ocurre lo mismo para el plano A. La orientación ahora obtenida es mucho más horizontal que la de la solución I ($\delta=14^\circ$ frente a 28° de la solución I) y las desviaciones estandar son menores.

Se ha procedido a calcular el mecanismo focal de este terremoto combinando datos P primero con SV y luego con SH. En la tabla 6.2 se indican los resultados obtenidos. Tanto con datos P+SV como con P+SH, el plano B sigue siendo el mejor determinado, teniendo un valor muy parecido al que se obtuvo con datos P+SV+SH. El plano A tiene prácticamente la misma orientación en ambos casos y coincide con la obtenida para datos P+SV+SH, siendo ahora ligeramente superiores las estimaciones de las desviaciones estandar. La proporción de aciertos es idéntica (.92 y .93).

Para el otro terremoto, TE04, la solución obtenida por medio de datos P+SV+SH es:

	ϕ	δ	λ	p
plano A:	$206^\circ \pm 93^\circ$	$7^\circ \pm 4^\circ$	$77^\circ \pm 5^\circ$.94
plano B:	$39^\circ \pm 6^\circ$	$83^\circ \pm 3^\circ$	$89^\circ \pm 4^\circ$	

El total de observaciones es de 144 y el valor de p .94.

En la tabla 6.2 se indican los valores obtenidos para los ejes X,Y,T y P. Esta solución corresponde a un mecanismo de falla vertical, con un plano vertical, plano B, y orientado en dirección NE-SW y coincide con la obtenida para el terremoto TE03. El otro plano de falla, A, es horizontal y tiene orientación

TABLA 6.2

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES	°		°	
TE03 & TE04 (observaciones P)	48	X: 28°+ 24°	53°+ 12°	Y: 87°+ 4°	317°+ 9°
		T: 48°+ 6°	344°+ 19°	P: 54°+ 16°	111°+ 59°
TE03 & TE04 (observaciones P)	48	X: 41°+ 14°	199°+ 9°	Y: 80°+ 3°	301°+ 6°
		T: 49°+ 5°	263°+ 9°	P: 66°+ 15°	151°+ 9°
TE03 P+SV+SH	144	X: 16°+ 8°	197°+ 12°	Y: 85°+ 2°	304°+ 5°
		T: 42°+ 1°	287°+ 10°	P: 52°+ 7°	139°+ 6°
TE03 P+SV	96	X: 13°+ 9°	191°+ 18°	Y: 85°+ 2°	302°+ 5°
		T: 41°+ 1°	289°+ 11°	P: 51°+ 8°	134°+ 9°
TE03 P+SH	96	X: 21°+ 11°	190°+ 18°	Y: 81°+ 4°	304°+ 6°
		T: 57°+ 3°	140°+ 12°	P: 40°+ 12°	283°+ 9°
TE04 P+SV+SH	144	X: 7°+ 4°	116°+ 13°	Y: 84°+ 3°	309°+ 6°
		T: 39°+ 1°	311°+ 14°	P: 52°+ 5°	128°+ 11°

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES	θ		φ	
TE04 P+SV	96	X:	7°+ 6°	110°+ 95°	
		Y:	83°+ 3°	312°+ 7°	
		T:	38°+ 1°	316°+ 16°	
		P:	52°+ 9°	130°+ 15°	
TE04 P+SH	96	X:	14°+ 16°	44°+ 18°	
		Y:	89°+ 5°	311°+ 7°	
		T:	46°+ 3°	324°+ 17°	
		P:	48°+ 7°	117°+ 37°	

NE-SW. Este mecanismo coincide con el dibujado con la línea a trazos en la figura 6.3.4. Se observa que el plano B está muy bien determinado, valores bajos para las estimaciones de las desviaciones estandar. Sin embargo, el azimut del plano A está muy mal determinado ($\sigma_{\phi_A} = 93^\circ$) ello es consecuencia de la horizontalidad de este plano ($\delta = 7^\circ$).

Por último se ha calculado el mecanismo del terremoto TE04 haciendo uso de observaciones P+SV y P+SH. Los resultados se indican en la tabla 6.2. En ambos casos se ha obtenido como solución una falla vertical, teniendo el plano B la misma orientación en todos los casos y coincidiendo con la de la solución P+SV+SH. Sin embargo el plano A difiere en cada caso. Para observaciones P+SV este plano es horizontal ($\delta = 7^\circ$) y tiene orientación NE-SW, similar a la obtenida para P+SV+SH; las estimaciones de las desviaciones estandar ahora son ligeramente superiores. Sin embargo para datos P+SH el plano A es menos horizontal ($\delta = 14^\circ$) y la dirección es NW-SE. La estimación de la desviación estandar del azimut es menor (18° frente a 95° para P+SV+SH) pero aumenta la del buzamiento (16° frente a 5°). También aumenta la desviación estandar del azimut del eje P.

Como último test, se ha calculado el mecanismo del terremoto TE03 usando datos P+SV+SH y como orientación inicial la de los ejes X,Y obtenida para el terremoto TE04, y viceversa. En ambos casos el programa ha convergido hacia la solución correcta.

En resumen, puede concluirse que el uso de datos SV y SH junto con los P ayudan a determinar mejor los planos de falla de un terremoto en especial cuando los datos de la onda P admiten varias soluciones muy distintas. Ello ha quedado reflejado en casos como los de los terremotos TE05 y TE06, correspondientes a una falla inversa y a una de desgarre, o en el caso de los terremotos TE03 y TE04 correspondientes a una falla vertical. En todos estos casos la obtención del mecanismo focal a partir de datos P, presentaba ambigüedades en la determinación de uno de

los planos de falla o incluso de los dos.

No obstante hay que recordar lo que se dijo al comienzo: el uso de datos SV y SH sólo es un complemento a las observaciones de la onda P y sólo deben usarse aquellas observaciones en la que no exista duda acerca del signo del primer impulso de la onda S.

6.4.- Aplicación a datos observados

Este método ha sido aplicado a las observaciones de tres terremotos cuyos resultados se exponen a continuación.

6.4.1.- Terremoto del Golfo de Cádiz del 15 de Marzo de 1964.

El 15 de Marzo de 1964 ocurrió un terremoto de magnitud de 6.8 en el Golfo de Cádiz. El epicentro se localizó en 36.2° de latitud y 7.6° longitud W. Este terremoto ha sido cuidadosamente estudiado por Udías et al. (1976), utilizando para el cálculo del mecanismo focal el signo del primer impulso de la onda P y el ángulo de polarización de la onda S.

En el presente trabajo se ha hecho uso de las mismas estaciones utilizadas por Udías et al. (1976), añadiendo tan sólo una estación.

En la figura 6.8 se muestra la localización de este terremoto. En la tabla 6.3 se indica el azimut, ϕ , y ángulo de incidencia, θ , de las estaciones utilizadas en este trabajo, así como el signo correspondiente al primer impulso de la onda P y de las componentes SV y SH. Según se aprecia el número de observaciones correspondientes a SV es muy pequeño; 2, frente a las 16 de la onda SH o a las 38 de la P. Este hecho ya se mencionó con anterioridad, la componente SV es siempre la más difícil de observar.

El criterio seguido para determinar el signo del primer impulso SV o SH, es el que se ha expuesto en el apartado 6.1.

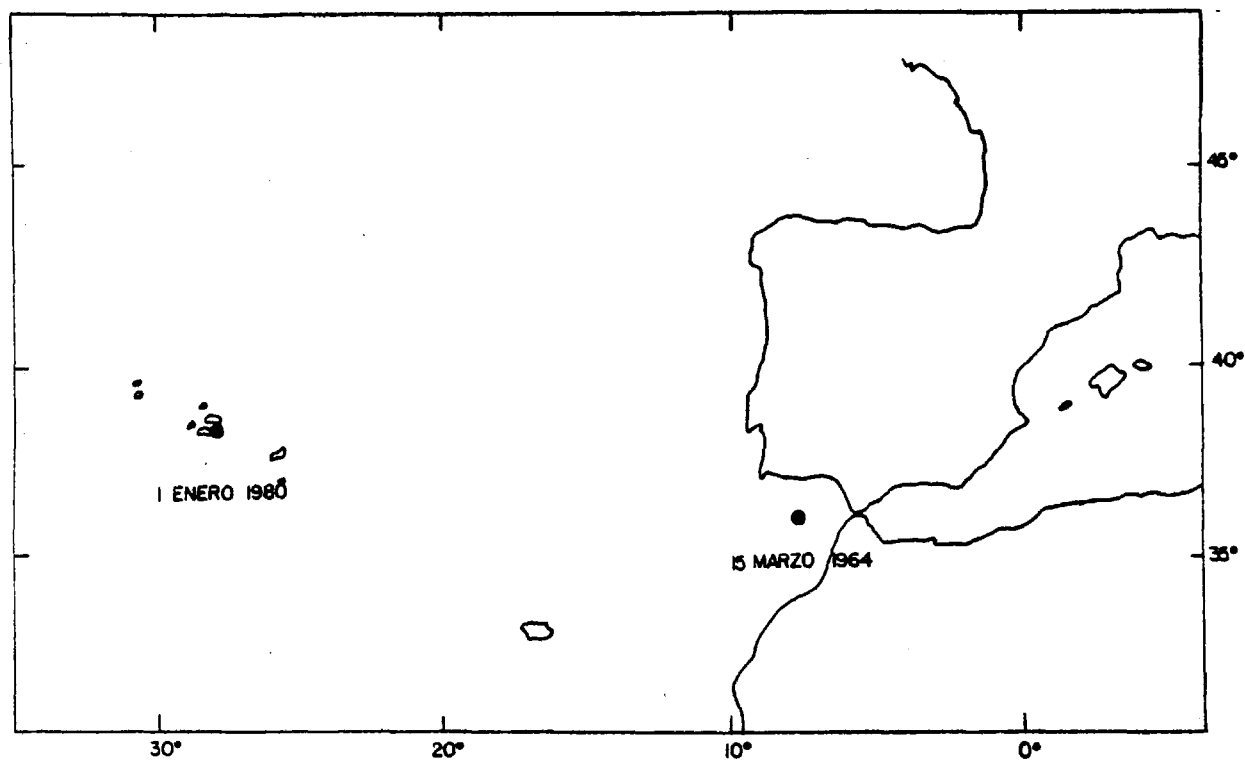


Fig. 6.8 Localización de los terremotos de 15 de Marzo de 1964 y
1 de Enero de 1980.

TABLA 6.3

Estación	Azimut	Angulo incidencia	P
PTO	351.71	53.51	-1.
TRN	256.31	25.27	1.
WES	297.80	27.07	1.
ATH	76.48	33.73	1.
GEO	295.26	25.52	1.
AQU	62.89	43.92	1.
PDA	281.50	49.97	1.
STU	39.28	43.41	1.
MAL	77.44	53.51	1.
COL	343.52	19.70	1.
NOR	358.15	27.78	1.
GDH	337.24	28.69	1.
SHA	291.06	22.14	1.
LPA	219.40	17.04	1.
KON	20.09	33.29	1.
KEV	18.55	29.32	1.
LPB	238.72	18.96	1.
BOG	259.48	21.33	1.
QUE	72.10	23.42	1.
NDI	68.77	20.87	1.
SHI	79.25	26.60	1.
IST	69.10	32.00	1.
CMC	336.05	22.87	1.
BLA	294.54	24.64	1.
OXF	295.32	22.40	1.
ANT	235.03	17.27	1.
ARE	241.05	18.38	1.
BHP	266.64	20.79	1.
LAH	67.44	21.93	1.
LPS	276.80	19.60	1.
BKS	313.72	17.09	1.
WIN	154.24	22.93	-1.
BAG	142.42	22.11	-1.
NAI	121.99	25.00	-1.
PRE	145.88	20.76	-1.
HLW	89.60	30.63	-1.
AAE	110.97	26.66	-1.
BUL	142.42	22.10	-1.

Estación	Azimut	Angulo incidencia	SV
LPA	219.40	17.26	1.
GEO	295.26	24.13	-1.

Estación	Azimut	Angulo incidencia	SH
TRN	256.31	23.96	-1.
GEO	295.26	24.13	-1.
STU	39.28	43.37	1.
ATH	76.48	30.87	1.
LAH	67.44	21.55	1.
NDI	68.77	20.76	1.
QUE	72.10	22.58	1.
SHI	79.25	24.86	1.
COL	343.52	19.73	-1.
GDH	337.24	26.57	1.
HLW	89.60	28.09	1.
KEV	18.55	27.07	1.
AAE	110.97	24.91	1.
BKS	313.72	17.31	1.
BUL	142.42	21.68	1.
CMC	336.05	22.21	1.

Resultados.

Se ha procedido a determinar el mecanismo focal del terremoto haciendo uso del signo del primer impulso de las ondas P, SV y SH. (programa ONDAPS).

El total de observaciones es de 56, de las cuales 38 corresponden a P, 2 a SV y 16 a SH. Se ha partido de una orientación arbitraria de los ejes X e Y. Al tratarse de sólo un terremoto $\epsilon_1=1$. Se ha obtenido la siguiente orientación para los planos de falla

	ϕ	δ	λ
plano A:	$276^\circ \pm 37^\circ$	$24^\circ \pm 9^\circ$	$53^\circ \pm 10^\circ$
plano B:	$56^\circ \pm 11^\circ$	$71^\circ \pm 4^\circ$	$75^\circ \pm 6^\circ$

La orientación de los ejes X,Y,P y T se indica en la tabla 6.4

La proporción de aciertos es

$$p_p = .92$$

$$p_{SV} = .00$$

$$p_{SH} = .95$$

siendo el valor total de p de .89.

Se ha procedido a comparar esta solución con la que se obtiene utilizando sólo los datos de la onda P. Obsérvese que para ello se puede usar de forma indistinta el programa MECSTA o el ONDAPS, que no es más que una generalización del primero. En este caso, el total de observaciones es de 38 y el valor de $\epsilon_1=1$. La solución que se obtiene es:

	ϕ	δ	λ
plano A:	$220^\circ \pm 120^\circ$	$19^\circ \pm 3^\circ$	$60^\circ \pm 30^\circ$
plano B:	$71^\circ \pm 18^\circ$	$74^\circ \pm 6^\circ$	$81^\circ \pm 8^\circ$

El valor total de p es de .92. En la tabla 6.4 se indican los valores de los ejes X,Y,T y P y sus correspondientes estimaciones de las desviaciones estandard.

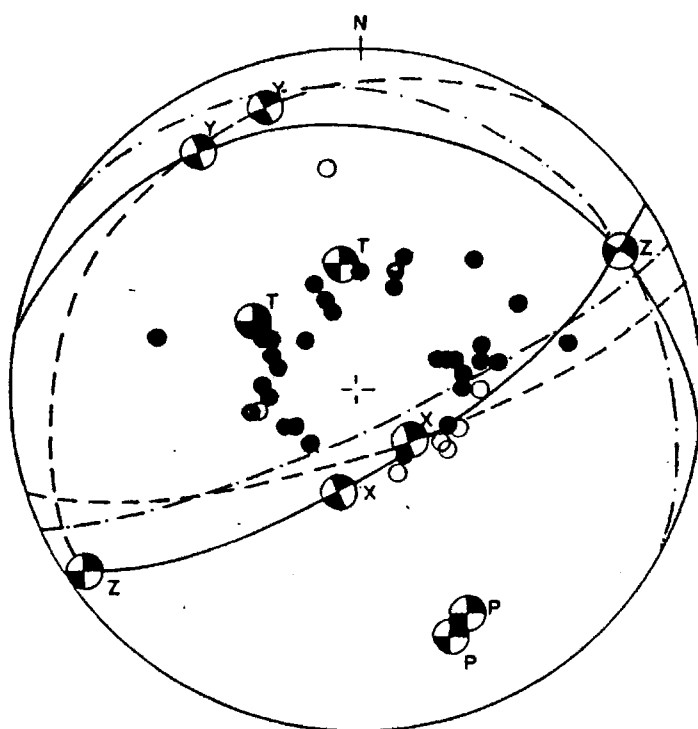
Si se comparan las dos soluciones obtenidas, la solución I corresponde a la calculada con datos P+SV+SH y la II a la calculada con sólo datos P, se observa que las estimaciones de las desviaciones estandar de la solución I son menores que las de la solución II. Esto es consecuencia del mayor número de observaciones: 56 para la solución I frente a 38 para la II.

En la figura 6.9, se ha representado sobre la esfera focal las observaciones correspondientes a la onda P, así como los ejes X,Y,Z,P y T de la solución I. Las líneas enteras representan los planos de falla de la solución I y las líneas a trazos los planos de falla de la solución III. Los ejes X', Y', Z', P' y T' son los correspondientes a la solución II.

Tanto la solución I como la II corresponden a fallas inversas con eje de presión P casi horizontal y orientado en dirección N-S. De los dos planos de falla, el plano B tiene una orientación parecida en ambos casos, estando bastante bien definido, mejor en la solución I. Este tiene orientación ENE-WSW en la solución I y prácticamente E-W en la II. En ambos casos se trata de un plano casi vertical ($\delta = 71^\circ - 74^\circ$).

Las diferencias se presentan para el plano A. Mientras que para la solución I se ha obtenido un plano orientado en dirección E-W, para la solución II la orientación obtenida es NE-SW. Para esta última solución el azimut del plano está muy mal definido ($\sigma_{\phi T} = 120^\circ$) mientras que para la solución II a pesar de que el plano A está peor definido que el B (37° frente a 11° en las estimaciones de las desviaciones estandar) está mucho mejor definido en comparación con el plano A de la solución II.

Si se comparan las soluciones I y II con la obtenida por Udías et al. (1972,1976) (tabla 6.4), se observa que el plano B coincide en las tres soluciones (I,II, y Udías), mientras que hay mayor discrepancia para el plano A. La orientación de los planos de falla de la solución I es la que más se aproxima a la de Udías et



15 MARZO 1964

GOLFO DE CADIZ

Fig. 6.9 Mecanismo focal obtenido para el terremoto de 15 de Marzo de 1964. La línea entera indica la solución obtenida haciendo uso de observaciones P+SV+SH, la línea a trazos la obtenida por medio de observaciones P y la de puntos y rayas la obtenida por Udías et al.

TABLA 6.4

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES					p total
15 marzo 1964	56 (P+SV+SH)	X:	24°+ 9°	186°+ 37°		.89
		Y:	71°+ 4°	326°+ 11°		
		T:	29°+ 4°	304°+ 19°		
		P:	65°+ 4°	158°+ 9°		
	38 (P)	X:	19°+ 2°	130°+ 20°		.92
		Y:	74°+ 6°	341°+ 18°		
		T:	30°+ 9°	355°+ 43°		
		P:	62°+ 9°	154°+ 46°		
Udías, 1972	57 (P+S)	X:	80	336		
		Y:	15	106		
		T:	37	320		
		P:	56	166		

al. No obstante en este trabajo se ha obtenido una orientación de este plano de falla totalmente E-W.

Por tanto para este terremoto se puede concluir que mediante el uso de datos del signo del primer impulso P+SV+SH, los planos de falla quedan mejor determinados. La solución así obtenida, corresponde a una falla inversa, con eje de presión horizontal y orientado en dirección N-S. Uno de los planos de falla es prácticamente horizontal y su orientación es WSW-ENE y el otro E-W. Este resultado coincide con el obtenido para esta zona por Udías et al. (1976), Udías (1980): considera la zona comprendida entre 12° W y el estrecho de Gibraltar como una zona en la que predominan los movimientos de falla inversa con eje de presión horizontal y orientado en dirección N-S. Este eje P horizontal es consistente con el movimiento de aproximación de la Península Ibérica al continente africano (Udías, 1976).

Para el plano horizontal el movimiento es de cabalgamiento del bloque norte (Euroasiático) sobre el sur (Africano). Este movimiento es consistente con los mecanismos obtenidos a lo largo del contacto Europa-Africa en Marruecos y Argelia y la interacción tectónica del movimiento relativo de las dos placas a lo largo de este margen, con el bloque Africano deslizándose por debajo del bloque Euroasiático. Esta interpretación es más consistente con la situación tectónica en el Mediterráneo. En el plano casi vertical el movimiento es también inverso, pero con el bloque norte hacia abajo y el sur hacia arriba.

6.4.2.- Terremoto de Azores de 1 de Enero de 1980.

El segundo terremoto estudiado, es el que ocurrió a las 16^h42^m42^s del día 1 de Enero de 1980. La magnitud de este terremoto es de 7,1. El epicentro se localizó en 38.8° latitud Norte, 27.8° longitud Oeste, en un punto situado en el grupo central de las Azores entre las islas Terceira, Graciosa y San Jorge. En la figura 6.8 se muestra la localización del epicentro. Este

terremoto es el mayor que ha sacudido este archipiélago desde principios de siglo.

Para el estudio de este terremoto se ha utilizado un total de 46 observaciones. De ellas 36 corresponden a datos de ondas P, 3 a SV y 7 a SH. En la tabla 6.5 se da la lista de estaciones utilizadas, indicándose el azimut y ángulo de incidencia así como el signo del primer impulso de la onda P, SV y SH. En este caso el número de observaciones SV y SH es menor que en el caso del terremoto del 15 de marzo de 1964 siendo similar el número de observaciones P. Se debe a que no todas las estaciones utilizadas son WWSSN. En muchas de las estaciones no se apreciaba con suficiente claridad el primer impulso de la onda S y se ha preferido no utilizar aquellos datos dudosos.

Resultados.

De acuerdo con el método descrito, se ha procedido a determinar el mecanismo focal por medio del programa ONDAPS. El total de observaciones es de 46. El valor inicial de $\rho = 1$. La orientación inicial de los ejes X e Y, arbitraria. La solución obtenida es la siguiente:

	ϕ	δ	λ
plano A:	$239^\circ \pm 5^\circ$	$88^\circ \pm 3^\circ$	$5^\circ \pm 3^\circ$
plano B:	$149^\circ \pm 5^\circ$	$85^\circ \pm 4^\circ$	$2^\circ \pm 2^\circ$

el valor total de p es de .85, siendo .83 la proporción de aciertos correspondiente a observaciones P, .67 a SV y 1. a SH.

Según puede apreciarse el mecanismo focal ha quedado muy bien definido. En la tabla 6.6 se indican los valores correspondientes a los ejes X,Y,T y P, así como las estimaciones de las desviaciones estándar de estos ejes.

TABLA 6.5

Estación	Azimut	Angulo incidencia	P
NIL	57.06	19.01	-1.
IST	68.30	28.39	-1.
PRE	131.13	17.58	-1.
AAE	97.77	21.97	-1.
AQU	70.17	31.16	-1.
BKS	303.18	20.70	-1.
NAI	107.52	20.52	-1.
PTO	74.98	49.66	-1.
SHA	279.91	26.81	-1.
WES	290.36	40.67	-1.
WIN	137.31	19.80	-1.
COL	336.26	21.85	1.
TRN	235.97	28.76	1.
ATU	74.51	29.00	1.
BUL	127.11	18.61	1.
COR	309.65	21.58	-1.
KEV	25.10	28.55	1.
LPA	204.92	18.71	1.
LPB	222.49	21.79	1.
NDI	58.75	17.51	1.
STU	57.26	32.30	1.
EBR	75.74	36.39	-1.
TOL	79.19	41.65	-1.
COP	44.37	31.08	1.
GDH	343.70	30.53	1.
KTG	3.70	31.00	1.
UPP	38.42	30.02	1.
QUE	56.41	20.70	1.
ARE	224.82	21.02	1.
LPS	263.41	24.10	-1.
BME	108.22	40.33	-1.
HAD	102.60	37.70	-1.
TIO	108.87	41.21	-1.
KIR	26.59	29.16	1.
UME	32.65	29.50	1.
DBN	41.00	33.12	1.

Estación	Azimut	Angulo incidencia	SV
BUL	127.10	18.70	1.
COR	309.70	21.30	-1.
LPA	204.90	18.80	1.

Estación	Azimut	Angulo incidencia	SH
IST	68.30	26.30	1.
PRE	131.10	17.80	-1.
COL	336.30	21.50	-1.
BUL	127.10	18.70	-1.
COR	309.70	21.30	-1.
LPA	204.90	18.80	1.
NDI	58.80	17.70	1.

TABLA 6.6

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES					p total
1 enero 1980	46 (P+SV+SH)	X:	88°+ 3°	149°+ 5°		.85
		Y:	85°+ 4°	239°+ 5°		
		T:	88°+ 3°	194°+ 5°		
		P:	85°+ 6°	284°+ 10°		
	36 (P)	X:	89°+ 4°	66°+ 5°		.89
		Y:	88°+ 4°	336 + 5°		
		T:	88°+ 4°	21°+ 5°		
		P:	89°+ 30°	291°+ 19°		

En la figura 6.10 se ha representado sobre la esfera focal las observaciones correspondientes a ondas P, así como los planos de falla (líneas enteras) y los ejes X,Y,Z,T y P. El mecanismo focal obtenido (solución I) corresponde a una falla de desgarre con ejes de tensión y presión horizontales, y orientados en dirección N-S el eje T y E-W el eje P. Los planos de falla son verticales y orientados en dirección ENE-WSW y NNW-SSE, ajustándose bien a las observaciones existentes.

A fin de poder comprobar la eficacia del método, se ha vuelto a calcular el mecanismo de este terremoto utilizando sólo datos P. Por tanto el número de observaciones será de 36, el valor inicial de $\rho = 1$ y también arbitraria la orientación preliminar de los ejes X e Y. Los planos de falla obtenidos son: (solución II)

	ϕ	δ	λ
plano A:	$156^\circ \pm 5^\circ$	$89^\circ \pm 4^\circ$	$2^\circ \pm 3^\circ$
plano B:	$66^\circ \pm 5^\circ$	$88^\circ \pm 4^\circ$	$1^\circ \pm 6^\circ$

el valor de $\rho = .89$

En la tabla 6.6 se indican los valores obtenidos para los ejes X,Y,T y P así como las estimaciones de las desviaciones estándar de estos ejes. Si se comparan los valores de las soluciones I y II, se observa que son prácticamente los mismos. La única diferencia existente reside en las estimaciones de las desviaciones estándar del eje P. En la solución I este eje (P) era el que tenía mayores valores de σ (6° - 10°) respecto a los demás ejes (4° - 5°). Esta diferencia se acentúa en la solución II: (30° - 19°) para el eje T frente a (4° - 5°) para el P.

La solución II, corresponde a una falla de desgarre con ejes T y P horizontales y orientados en dirección N-S y E-W y planos de falla horizontales y orientados en dirección ENE-WSW y NNW-SSE.

Hirn et al., (1980), han estudiado las réplicas de este terre-

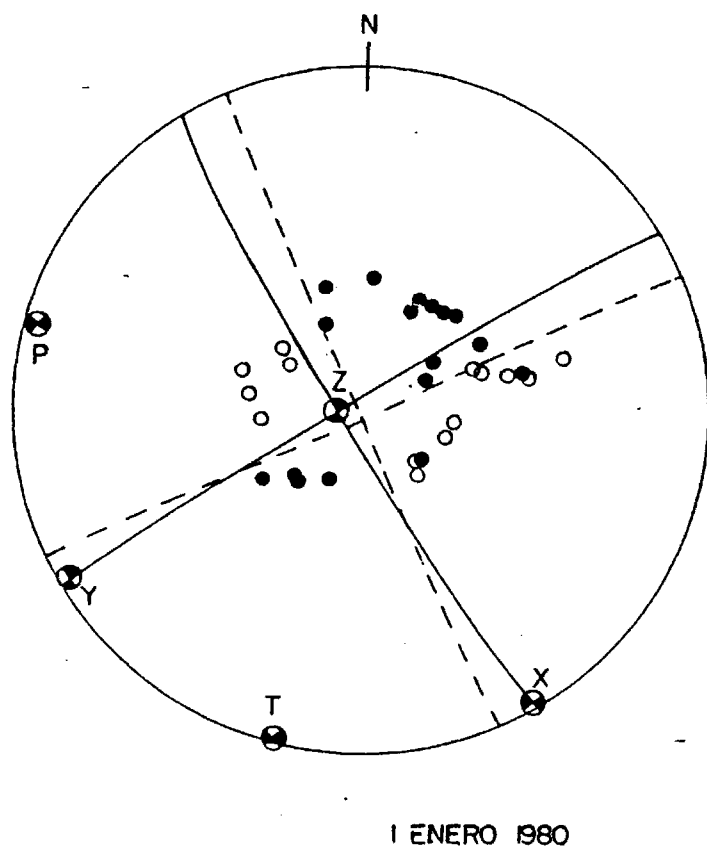


Fig. 6.10 Mecanismo focal del terremoto de 1 de Enero de 1980. La línea entera representa la solución obtenida con observaciones P+SV+SH y la de trazos con sólo observaciones P.

moto calculando el mecanismo focal a partir de ellas mediante el uso de una solución compuesta. La orientación obtenida para los planos de falla es de N64E y N154E, correspondiendo a un mecanismo de falla de desgarre siendo 85% la proporción de aciertos. Esta solución coincide con la obtenida en el presente estudio.

Normalmente se ha considerado la zona de la dorsal de Terceira, en la que se ha localizado el epicentro del terremoto, como una zona de fallas transformantes con movimiento en dirección dextral E-W y esfuerzos de cizalla (Udías et al., 1976), Udías (1980). No obstante, Hirn et al. (1980) basándose en la distribución espacial de las réplicas del terremoto de 1 de enero de 1980, deduce que el movimiento es a lo largo del plano de falla NNW-SSE con cizalladura sinistral en vez de dextral.

Si bien este aspecto de la elección del plano de falla queda fuera del objetivo de este trabajo, el uso de observaciones SV y SH contribuye a mejorar la solución de este terremoto.

6.4.3.- Terremoto de 20 de Junio de 1978 en Tesalonika, Grecia.

El tercer terremoto estudiado está localizado en el área de Tesalonika, en el norte de Grecia. El terremoto tuvo lugar el 20 de Junio de 1978 a las 20^h03^m04^s localizándose el epicentro en 40.7° de latitud Norte y 23.3° de longitud Este, la magnitud fue de 6.5. En la figura 6.11 se muestra la localización del epicentro.

Este terremoto ha sido estudiado por Papazachos et al., (1979), Papazachos (en prensa). Para el cálculo del mecanismo focal se ha utilizado un total de 69 estaciones correspondientes en parte a la red WWSSN y en parte a la red local. El total de observaciones es de 77, de las cuales 69 corresponden a datos de P, 5 a SV y 3 a SH. El escaso número de observaciones de la onda S ha sido debido a dificultades para conseguir los sismogramas de las estaciones. Tan sólo ha sido posible obtener 10 sismogramas. Los datos correspon-

dientes a la onda P han sido proporcionados por Papazachos. (tabla 6.7).

En un reciente estudio de la secuencia de terremotos de Tesalónica realizado por C. Soufleris et al. (1981), se estudia el sismo principal, del 20 de Junio de 1978. Para este estudio se efectúa un análisis de las ondas comparando sismogramas sintéticos con los datos observados, utilizando para ello ondas P, SV y SH. En el referido trabajo se incluye la polaridad de estas ondas. No obstante ha preferido no utilizar estos datos en el presente estudio ya que no se sabía con certeza el criterio seguido para determinar la polaridad de las ondas S.

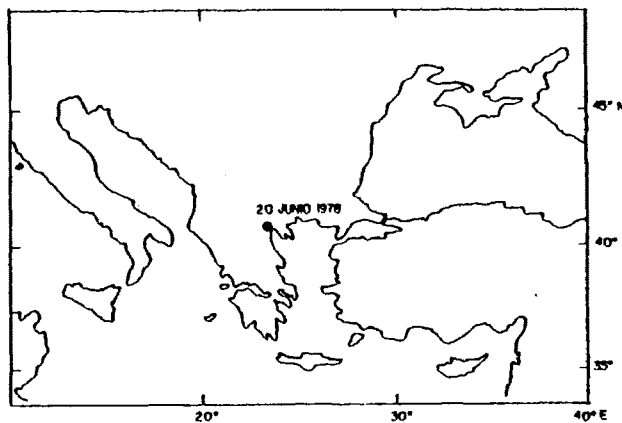


Fig. 6.11

Resultados.

Se ha calculado el mecanismo focal de este terremoto usando datos P+SV+SH. El total de observaciones es de 77, igual que en casos anteriores el valor inicial de $\rho_1 = 1$. La orientación prelimi-

TABLA 6.7

Estación	Azimut	Angulo incidencia	P
VIE	329.00	53.51	1.
SAR	312.69	53.51	-1.
DBN	318.55	45.30	-1.
TOL	276.59	37.16	-1.
FIR	292.74	53.51	-1.
RMP	281.11	53.51	-1.
TRI	308.74	53.51	-1.
CLL	329.51	51.35	-1.
ABU	50.14	17.70	-1.
DDR	47.21	17.37	-1.
KIR	357.63	32.76	-1.
UME	356.58	35.23	-1.
SES	332.36	18.12	-1.
KSA	120.49	51.79	1.
TIR	284.36	53.51	-1.
TEH	93.68	35.71	-1.
COP	338.08	45.88	1.
ATH	172.72	53.51	1.
PTL	170.08	53.51	1.
KRA	347.03	53.51	1.
WAR	353.12	52.24	1.
LIS	275.99	33.79	1.
MIK	356.07	19.71	-1.
KIS	30.92	53.51	-1.
ERE	85.04	46.83	-1.
MUR	76.52	29.27	-1.
SIM	58.58	53.51	-1.
ABU	50.14	17.70	-1.
UCC	313.76	45.90	-1.
ALQ	320.79	15.87	-1.
JCT	313.63	15.87	-1.
COL	356.06	19.71	-1.
SJG	283.51	18.84	-1.
PAL	306.62	21.03	-1.
AMM	312.48	19.77	-1.
GUA	58.45	15.08	-1.
CAR	278.09	17.43	-1.
SOF	1.43	53.51	1.
NVS	49.15	28.69	-1.
LUV	3.13	53.51	1.
NRN	71.10	29.15	-1.
KUL	79.08	29.93	-1.

Estación	Azímüt	Angulo incidencia	P
IRK	48.49	25.43	-1.
BAK	82.27	37.66	-1.
LEN	83.17	48.16	-1.
DSH	78.43	30.15	-1.
MAK	74.82	42.24	-1.
TAS	73.57	30.27	-1.
GRS	86.49	43.29	-1.
APA	8.38	32.66	-1.
BKR	76.63	48.94	-1.
KUR	36.07	18.05	-1.
KMB	321.36	53.51	1.
PUL	10.70	38.87	-1.
SSB	67.58	18.84	1.
WLF	138.33	28.62	-1.
KSH	58.38	29.53	-1.
WMQ	63.84	27.52	-1.
LZH	65.80	23.47	-1.
BTO	58.58	22.92	-1.
CDU	70.81	22.56	-1.
XAN	65.26	22.07	-1.
KMI	76.59	21.90	-1.
BIJ	56.28	21.64	-1.
GYA	73.10	21.27	-1.
WHN	65.33	20.44	-1.
SSH	61.18	19.37	-1.
QZH	67.58	18.84	-1.
MAL	265.23	36.25	1.

Estación	Azímüt	Angulo incidencia	SV
AAM	312.48	17.63	1.
CAR	278.09	17.63	-1.
COP	338.08	44.19	1.
COL	356.06	19.74	1.
MAL	265.23	35.43	1.

Estación	Azimut	Angulo incidencia	SH
CAR	278.09	17.63	-1.
COP	338.08	44.19	-1.
MAL	265.23	35.43	1.

nar de los ejes X e Y arbitraria. Con estos datos se ha obtenido la siguiente orientación para los planos de falla: (solución I)

	ϕ	δ	λ
plano A:	$271^{\circ} \pm 16^{\circ}$	$40^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$83^{\circ} \pm 9^{\circ}$
plano B:	$83^{\circ} \pm 21^{\circ}$	$50^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$84^{\circ} \pm 10^{\circ}$

el valor total de p es de .91, siendo .93 el correspondiente a datos P, .80 para SV y .67 para SH. Este último valor no es significativo debido al escaso número de observaciones SH, sólo 3.

En la figura 6.12 se muestran sobre la esfera focal las observaciones correspondientes a la onda P, así como los ejes X,Y,Z,T y P y los planos de falla. El mecanismo focal obtenido corresponde a una falla normal, con eje de tensión T horizontal y orientado en dirección N-S. El eje de presión es vertical. La orientación de los planos de falla es en dirección E-W. Los valores obtenidos para los ejes T y P son:

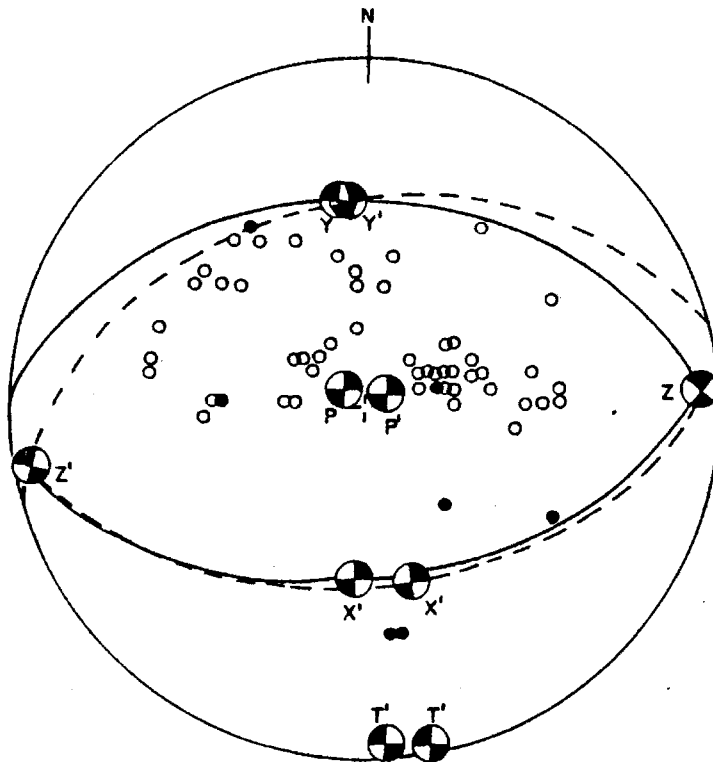
	θ	ϕ
T:	$85^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$177^{\circ} \pm 17^{\circ}$
P:	$7^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$315^{\circ} \pm 57^{\circ}$

el elevado valor de la estimación de la desviación estándar de ϕ_T es debido a la verticalidad de ese eje ($\theta=7^{\circ}$).

Se observa que los planos A y B están bastante bien determinados no siendo muy elevadas las estimaciones de las desviaciones estándar.

A fin de poder comprobar la eficacia del método, se ha vuelto a calcular el mecanismo focal de este terremoto usando sólo observaciones P. El valor inicial de $\rho=1$. Se ha obtenido la siguiente solución (II)

	ϕ	δ	λ
plano A:	$254^{\circ} \pm 28^{\circ}$	$43^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$83^{\circ} \pm 15^{\circ}$
plano B:	$84^{\circ} \pm 33^{\circ}$	$48^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$83^{\circ} \pm 22^{\circ}$



GRECIA 20 JUNIO 1978

Fig. 6.12 Mecanismo focal del terremoto de 20 de Junio de 1978. La línea entera representa la solución obtenida por medio de observaciones P+SV+SH y la de trazos con sólo observaciones P.

el total de observaciones es de 69 y el valor de $p = .86$. La orientación obtenida para los ejes P y T es

	θ	ϕ
T:	$87^\circ \pm 5^\circ$	$169^\circ \pm 27^\circ$
P:	$6^\circ \pm 10^\circ$	$52^\circ \pm 57^\circ$

En la figura 6.12 se ha representado los planos correspondientes a esta solución, línea a trazos, así como los ejes X', Y', Z', T' y P' .

Esta segunda solución también corresponde a una falla normal con eje de presión vertical y eje T horizontal y orientado en dirección N-S. La orientación de los planos de falla es E-W.

Si se comparan las dos soluciones se observa que el plano B coincide en los dos casos, mayor diferencia existe entre los azimutes de los planos A, unos 20° . En ambos casos la estimación de la desviación estándar de ϕ_T es grande (57°) debido a que este eje es vertical ($\delta = 7^\circ - 6^\circ$). Se observa que al utilizar sólo observaciones P aumentan las estimaciones de las desviaciones estándar de los azimutes de los planos: de ($16^\circ - 21^\circ$) para P+SV+SH pasan a valer ($28^\circ - 33^\circ$) lo mismo sucede para el resto de los ejes. Este aumento es tanto más significativo si se tiene en cuenta que el número de observaciones S es relativamente pequeño: 8.

De todas formas, como ya se vió en el capítulo 3, para este tipo de mecanismo los rumbos de las fallas están peor determinados que los buzamientos y para datos sólo telesísmicos no quedan nunca bien definidos (valores altos de σ_ϕ). (Tabla 6.8).

Como ya se ha mencionado este terremoto ha sido estudiado por Papazachos (Papazachos et al., 1979; Papazachos et al., 1980). Este autor da como solución una falla normal con eje de tensión horizontal y orientado en dirección N-S. El eje P es vertical:

TABLA 6.8

TERREMOTO	TOTAL OBSERVACIONES	θ	ϕ	p total
20 Junio 1978	77 (P+SV+SH)	X: $40^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$181^{\circ} \pm 16^{\circ}$	
		Y: $50^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$352^{\circ} \pm 21^{\circ}$.91
		T: $85^{\circ} \pm 4^{\circ}$	$177^{\circ} \pm 17^{\circ}$	
		P: $7^{\circ} \pm 7^{\circ}$	$315^{\circ} \pm 57^{\circ}$	
	69 (sólo P)	X: $43^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$164^{\circ} \pm 24^{\circ}$	
		Y: $48^{\circ} \pm 6^{\circ}$	$354^{\circ} \pm 33^{\circ}$.86
		T: $87^{\circ} \pm 5^{\circ}$	$169^{\circ} \pm 27^{\circ}$	
		P: $6^{\circ} \pm 10^{\circ}$	$52^{\circ} \pm 57^{\circ}$	

	θ	ϕ
T:	80°	165°
P:	14°	305°

Uno de los planos de falla coincide con el B de nuestra solución: N85E y 36° de buzamiento. El otro plano difiere más de la solución aquí obtenida $\phi = 227^\circ$, $\delta = 54^\circ$, siendo el nuestro más horizontal. Papazachos en virtud de consideraciones geológicas da como plano de falla el plano N85E.

Otro autor que también ha estudiado este terremoto es C. Soufleris et al. (1981). La solución que obtiene utilizando un total de 46 estaciones es

$$\begin{aligned}\phi_1 &= 278^\circ & \delta_1 &= 46^\circ & \lambda_1 &= -70^\circ \\ \phi_2 &= 69^\circ & \delta_2 &= 49^\circ\end{aligned}$$

que coinciden con la solución aquí obtenida en especial el plano 1. También obtiene un eje T horizontal y con orientación N-S y el eje P vertical.

Este eje de tensión horizontal y orientado en dirección N-S concuerda con el régimen de tensiones existentes en la zona detrás del arco Helénico en el Norte de Grecia y Oeste de Turquía hay un área sometida a tensiones Horizontales en dirección NW-SE (Udías, 1982).

7.- CONCLUSIONES.

La determinación del estado de esfuerzos en una zona es de gran importancia en estudios de microsismicidad y sismotectónica. La dirección de los esfuerzos regionales puede determinarse a partir del mecanismo de los terremotos en dicha región. En el caso de terremotos de magnitud pequeña o moderada debido a la falta de observaciones hay que recurrir muchas veces a soluciones compuestas para la determinación del mecanismo focal.

El método presentado en esta Tesis consiste en un método numérico para la estimación del mecanismo conjunto de los terremotos utilizando los signos del primer impulso de la onda P y S. Las ventajas de este método son:

- el único dato preciso es el signo del primer impulso de la onda P en cada estación y las coordenadas de dicha estación.
- inicialmente todos los terremotos tienen el mismo peso.
- además de la orientación de los ejes principales de esfuerzos y planos de falla, se obtienen las estimaciones de las desviaciones estándar de cada uno de estos parámetros.
- mediante los parámetros de precisión ρ_k y p_k , es posible la separación de terremotos en grupos con el mismo mecanismo focal.

Los resultados obtenidos al aplicar el método a una serie de casos teóricos son:

- es más importante la distribución de estaciones que el número de las mismas, aunque lógicamente, cuanto mayor es el número de estaciones tanto mejor quedan determinados los planos de falla.

- de los distintos tipos de falla estudiados, a igualdad de observaciones, el mecanismo correspondiente a falla de desgarre es

el que queda mejor determinado.

Al aplicar este método a observaciones de terremotos se ha obtenido:

- para los terremotos de Pirineos no existe un único mecanismo regional, en su lugar se da un predominio de los mecanismos de falla normal y de desgarre dextral. Hay que tener en cuenta la complejidad de la zona y que se trata de datos de microsismicidad, por tanto, los esfuerzos calculados para terremotos pequeños no tiene porqué coincidir con el regional.

- El mecanismo regional para la zona de Lorca (Murcia) corresponde al movimiento de una falla normal con una componente de desgarre sinistral con el eje de tensión T horizontal. La orientación de uno de los planos de falla coincide con la de la falla de Alhama de Murcia, siendo el eje de tensión perpendicular a la traza de este plano.

- los terremotos de Mammoth Lakes (California), indican un mecanismo regional correspondiente al movimiento de una falla de desgarre sinistral, con eje de tensión T horizontal y orientado en dirección NE-SW. La existencia de un grupo de terremotos con un mecanismo focal ambiguo correspondiente a falla de desgarre o normal, es perfectamente aceptable dentro del entorno tectónico de la zona.

Con la introducción de un nuevo parámetro de precisión, α_i , se ha querido estudiar el efecto de los errores en las estaciones. El modelo utilizado es el mismo que en el caso anterior, la única diferencia es que al introducir las nuevas variables α_i , aumentan el número de variables independientes que hay que minimizar. Si bien en los dos casos estudiados, Bear Valley y Mammoth Lakes, las α_i compensan el efecto de las estaciones incorrectas, para un mejor funcionamiento hay que imponer alguna condición tanto a α_i como a ρ_k .

La última parte del trabajo se ha dedicado a hacer extensivo

el método a observaciones SV y SH. En todos los casos teóricos estudiados se observa que los planos de falla quedan mejor determinados al hacer uso de observaciones P+SV+SH. La introducción de los datos de la SV y SH sirven para resolver la ambigüedad en algunos casos de los datos de la P. De la aplicación a tres terremotos se puede concluir:

- el mecanismo del terremoto de 15 de marzo de 1964 corresponde a una falla inversa con uno de los planos de falla vertical. El eje de presión es horizontal y orientado en dirección N-S. Con el uso de observaciones de SV y SH mejora sensiblemente la determinación de los planos de falla.

- la solución para el terremoto de 1 de enero de 1980, corresponde a un movimiento de una falla de desgarre con ejes T y P horizontales y orientados en dirección N-S y E-W respectivamente. Los planos de falla son verticales y orientados en dirección ENE-WSW y NNW-SSE. También se obtiene una mejor solución al utilizar observaciones de los componentes SV y SH de las ondas.

- para el terremoto de 20 de junio de 1978, la solución obtenida corresponde a una falla normal con eje T horizontal y orientación N-S. También en este caso resulta eficaz el uso de observaciones de la onda S para una mejor determinación del mecanismo focal.

BIBLIOGRAFIA.-

- AKI, K. (1966).- "Earthquake Generating Stress in Japan for the years 1961 to 1963 Obtained by Smoothing the First Motion Radiation Patterns".- Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 44, 447-471.
- BANDA, E. and ANSORGE, J. (1980).- "Crustal Structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera".-Geophys. J.R. Astr. Soc. 63, 515-532.
- BESSANOVA, E.N., GOTSADZE, O.D., KEYLIS-BOROK, V.I. et al (1960).- "Investigation of the Mechanism of Earthquakes".- Sovit Research in Geophy. In English Tans., Vol. 4.
- BCUSQUET, J.C. (1979).- "Quaternary Strike-slip Fault in Southeastern Spain".- Tectonophysics, 52, 277-286.
- BRILLINGER, D., UDIAS, A. and BOLT, B.A. (1979).- "A probability Model for Regional Focal Mechanism Solution".- Bull. Seism. Soc. Am. 70, 149-170.
- BYERLY, P. (1926).- "The Montana Earthquake of June 28, 1925".- Bull. Seism. Soc. Am. 16, 209-265.
- BYERLY, P. (1955).- "Nature of Faulting as Deduced from Seismograms".- Crust of the Earth. Geol. Soc. Am. 75-85.
- CRAMER, C.H. and TOPPOZADA, T.R. (1980).- "A Seismological Study of the May 1980 and Earlier Earthquake Activity near Mammoth Lakes, California".- California Division of Mines and Geology Special Report 150.
- CHANDRA, U. (1971).- "Combination of P and S Data for Determination of Earthquake Focal Mechanism".- Bull. Seism. Soc. Am. 61, 1665-1673.
- DEHLINGER, P. (1952).- "Shear-wave Vibrational Directions and Related Fault Moviments in Southern California Earthquakes".- Bull. Seism. Soc. Am. 42, 155-173.

- DILLINGER, W.H., HARDING, S.T. and POPE, A.J. (1972). - "Determining Maximum Likelihood Body-Wave Focal Plane Solutions". - Geophys. J.R. Astro. Soc. 30, 315-329.
- EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP PYRENEES (1980). - "Seismic Reconnaissance of the Structure of the Pyrenees". - Ann. Geophys. 36, 2, 135-140.
- FISHER, R.A. (1953). - "Dispersion on a Sphere". - Proc. R. Soc. A, 217, 295-305.
- GALITZIN, B. (1909). - "Zur Frage der Bestimmung des Azimuts des Epizentrums eines Bebens". - Assoc. Intern. de Seismologie pp. 132-141.
- GAGNEPAIN, J., CISTERNAS, A., RUEG, J.C., MODIANO, T., HATZFELD, D. and MEZCUA, J. (1980). - "Sismicité de la Région d'Arette (Pyrenées Atlantiques) et Mécanisme au Foyer". - Annal. de Geophys. 36, 499-508.
- GAGNEPAIN, J., HAESSLER, H. and MODIANO, T. (en prensa). - "The Pyrenean Earthquake of February 29, 1980. An example of Complex Faulting". - Tectonophysics.
- GUTENBERG, B. (1941). - "Mechanism of Faulting in South California Indicated by Seismograms". - Bull. Seism. Soc. Am. 31, 263-302.
- GUTENBERG, B. (1955). - "The First Motion in Longitudinal and Transverse Waves of the Main Shocks and the Direction of Slip". - "Earthquakes in Kern Country During 1952". - Bulletin Division of Mines, State of California. 171, 165-170.
- HIRASAWA, T. (1966). - "A least Method for the Focal Mechanism Determination from S Wave Data. Part. I". - Bull. Earth. Res. Inst. 44, 901-918.
- HIRN, A., HAESLER, H., HOANG TRONG, P., WITTLINGER, G. and MENDES VICTOR, L.A. (1980). - "Aftershocks Sequence of the January 1st 1980, Earthquake and Present-day Tectonics in the Azores". - Geophysical Research Letters, vol. 7, n° 7, pp. 501-504.
- HOANG TRONG, P. et ROULAND, D. (1971). - "Mécanisme au foyer de Seisme d'Arette, Pyrénées Atlantiques". - C.R. Acad. Sc. Paris 227, 3249-3251.

- HONDA, H. (1931). - "On the Initial Motions and the Types of the Seismograms of the North Idu and the Ito Earthquakes". - Geophys. Mag. 4, 185-213.
- HONDA, H. and EMURA, K. (1957). - "Some Charts Studyng the Mechanism of Earthquake". - Sc. Rep., Toku Univ. Sth. Ser Geoph. 9 (1957) 3, s. 113-119.
- KASAHARA, K. (1963). - "Computer Program for a Fault-Plane Solution". - Bull. Seism. Soc. Am. 53, 1-13.
- KEYLIS-BOROK, V.I. (1955). - "On the Question of Determining the Dynamic Parameters of a Focus". - Trudy Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR. 9, (136) 3-19.
- KEYLIS-BOROK, V.I. (1957). - "The Determination of Earthquake Mechanism Using Both Longitudinal and Transverse Waves". - Annali di Geofisica 10, 105-128.
- KEYSLIS-BOROK, V.I. (1959). - "On Estimation of the Displacement in a Earthquake Source and Source Dimensions". - Annali di Geofisica 12, 205-215.
- KEYLIS-BOROK, V.I., PISTETKIIK-SAPHIRO, I.I., PISAVENKO, V.F. and ZHELAN KNIA, T.S. (1972). - "Computer Determination of Earthquakes Mechanism, Computational Seismology". - Plenum Publishing Corporation, New-York.
- KNOPOFF, L. (1961). - "Analytical Calculation of Fault Plane Problem". - Publ. Dom. Obs. Ottawa 24, 309-315.
- KONNING, L.P.G. (1942). - "On the mechanism of Deep Focus Earthquakes". - Gerl. Beitr. Geoph. 59 (1942) S. 159-197.
- LOVE, A.E.H. (1927). - "A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity". - Cambridge Uni. Press.
- MCKENZIE, D. (1972). - "Active Tectonics of the Mediterranean Region". - Geops. J.R. Astr. Soc. 30, 109-185.
- NAKANO, H. (1923). - "Notes on the Nature of the Forces wich Give Ruse to the Earthquake Motion". - Seism. Bull. Centr. Met. Obs. Japan 1, 92-120.

- OMORI, F. (1905).- "Similarity of Seismics Motions Originating at Neighbouring Centres".- Earth. Invest. Com (Tokyo), Publ. 21 (1905) s. 9-52.
- PAPAZACHOS, B., MOUNTRAKIS, A., PSILOVIKOS, D. and LEVENTAKIS, G. (1979).- "Surface Fault Traces and Fault Planes Solutions of the May-June 1978 Major Shocks in the Thessaloniki Area, Greece".- Tectonophysics, 53, 171-183.
- PAPAZACHOS, B., MOUNTRAKIS, D., PSILOVIKOS, A. and LEVENTAKIS, G. (en prensa).- "Focal Properties of the 1978 Earthquakes in the Thessaloniki Area".- Bulgarian Geophysical Journal.
- POPE, A.J. (1972).- "Fiducial Regions for Body Wave Focal Plane Solutions".- Geophys. J.R. Astr. Soc. 30, 331-342.
- RITSEMA, A.R. (1955).- "The Fault Plane Technique and the Mechanism in the Focus of the Hindukush Earthquakes Indian".- J. of Meteorol. and Geophys. 6, 41-50.
- RITSEMA, A.R. (1957).- "On the Focal Mechanism of Southeast Asian Earthquakes".- Pub. Dom. Obs. Ottawa 20, 431-368.
- RITSEMA, A.R. (1957).- "On the Use of Transverse Waves in Earthquakes Mechanism Studies Verhand".- Meteorol. Geofisk' Inst. (Djarkarta) n° 52.
- SCHAFFNER, H.J. (1959).- "Die Grundlagen und Auswerteverfahren zur Seismischen Bestimmung von Erdbeben Mechanismen".- Akademie - Verlag. Berlin.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1957).- "The Geometrical Representation of Fault Plane Solutions of Earthquakes".- Bull. Seism. Soc. Am. 47, 89-110.
- SEEBER, L., BARAZANGI, M. and NOWROOZI, A. (1970).- "Microearthquake Seismicity and Tectonics of Coastal Northern California".- Bull. Seism. Soc. Am. 60, 1669-1699.
- SOUFLERIS, C. and STEWART, G.S. (1981).- "A Source Study of the Thessaloniki (Northern Greece) 1978 Earthquake Sequence".- Geophys. J.R. Astr. Soc. (1981) 67, 343-358.
- STAUDER, W. (1960).- "S Waves and Focal Mechanism: the State of the Question".- Bull. Seism. Soc. Am. 50, 333-346.

STAUDER, W. and UDIAS, A. (1963).- "S-Wave Studies of Earthquakes of the North Pacific, Patr II. Aleutian Islands".- Bull. Seism. Soc. Am. 53, 59-77.

STAUDER, W. and BOLLINGER, G.A. (1966).- "The S-Wave Project for Focal Mechanism Studies: Earthquakes of 1963".- Bull. Seism. Soc. Am. 56, 1363-1371.

STEVENS, A.E. (1964).- "Earthquake Mechanism Determination by S-Wave Data".- Bull. Seism. Soc. Am. 54, 457-474.

STEVENS, A.E. (1967).- "S Wave Earthquake Mechanism Equations".- Bull. Seism. Soc. Am. 57, 99-112.

UDIAS, A. (1964).- "A Least Squares Method for Earthquake Mechanism Determination Using S-Wave". Bull. Seism. Soc. Am. 54, 2036-2048.

UDIAS, A. and BAUMANN, D. (1969).- "A Computer Program for Focal Mechanism Determination Combining P and S Wave Data".- Bull. Seism. Soc. Am. 59, 503-519.

UDIAS, A. and LOPEZ-ARROYO, A. (1970).- "Body and Surface Waves Study of Source Parameters of the March 15, 1964 Spanish Earthquake". Tectonophysics 9, pp. 323-346.

UDIAS, A., LOPEZ-ARROYO, A. and MEZCUA, J. (1976).- "Seismotectonics of the Azores-Alboran Region".- Tectonophysics 31, 259-289.

UDIAS, A. (1980).- "Seismic Stresses in the Region Azores-Spain-Western Mediterranean". Rock Mechanics, Suppl. 9, 75-84.

UDIAS, A. and BUFORN, E. (1980).- "Earthquake Mechanism and Regional Earthquake Studies: Application to near Earthquakes".- Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. XXII, n° 88, 321-327.

UDIAS, A. (1982).- "Seismicity and Seismotectonics Stress Field in the Alpine-Mediterranean Region". Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodynamics Series. Volume 7.

WALKER, G.W. (1913).- "Modern Seismology". Longmans, Green and Co. London.

-218-

WICKENS, A.J. and HODGSON, J.H. (1967).- "Computer Reevaluation of Earthquake Mechanism Solutions 1922-1962". Pub. Dom. Obs. Ottawa, 33, 560.

APENDICE.-

